海洋沉积学

王 琦 朱而勤 编著

科学出版社

海洋沉积学

王　琦　朱而勤 编著

科学出版社

1989

内容简介

海洋沉积学系统地介绍了海洋沉积作用的新进展。全书分六章：(1)绪论；(2)近岸带硅质碎屑沉积作用，论述了河口湾、潮坪、潟湖及海滩沉积体系；(3)陆架的硅质碎屑沉积体系，分十节阐述了各种动力陆架类型的特征、判别标志及东海的动力沉积作用；(4)陆坡及陆隆硅质碎屑沉积体系，主要论述陆坡、陆隆，还阐述了边缘海盆、海沟等地貌单元的沉积作用；(5)大陆边缘的碳酸盐沉积作用，详细介绍了潮坪、潟湖、陆架和陆坡碳酸盐的沉积环境、产物和相模式；(6)大洋沉积体系，主要阐述了各类远洋沉积的分布和控制因素。

本书适合于海洋地质学、海洋沉积学、石油、沉积矿产等专业的教师、研究人员、研究生、大学生作为参考书，亦可供从事沉积岩、沉积矿床调查、勘探方面的工作者参阅。

海洋沉积学

王　琦　朱而勤　编著

责任编辑　李增全

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行　各地新华书店经售

*

1989年9月第一版　开本：787×1092　1/16

1989年9月第一次印刷　印张：16 3/4　插页：2

印数：0001—1 000　字数：375 000

ISBN 7-03-001372-7/P · 247

定价：17.70元

序

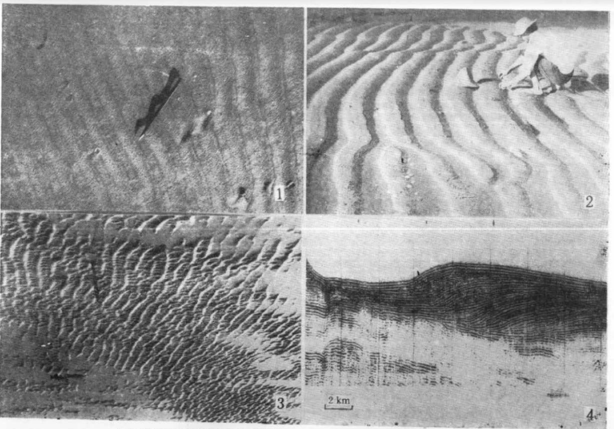
通过深海钻探、深潜现场观测和海底(或钻井)地球物理测量等方面的工作,大大推进了海洋地质学,并发展了板块构造学和古海洋学,使之成为目前海洋学中的前沿科学。在找寻沉积矿产,特别是石油方面所作的大量工作,以及海洋地质学新进展的影响,使海洋沉积学在近二十年来面貌一新。新思想、新学说、新概念、新理论不断涌现。我们编著本书的目的就是尽可能全面系统地介绍国内、外在海洋沉积学方面的新理论、新观点和新成就。

海洋沉积学已成为沉积学的重要分支。全球沉积岩(含沉积物)总体积为 $1081 \times 10^6 km^3$,海相成因的占71%,其中33%分布于现代海洋底,38%分布于大陆上。因此,海洋沉积学的每一个新理论会对整个沉积学产生深远的影响,对陆地沉积岩、比较沉积学等方面的研究有所补益、借鉴,从而大大有助于沉积矿产(特别是石油,层控金属矿床)的找寻和开发。

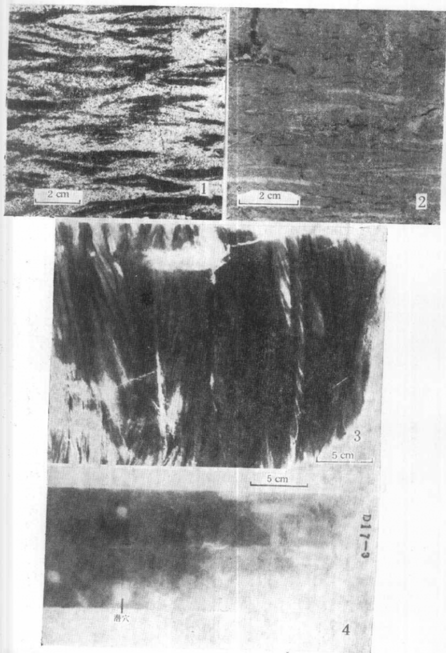
本书编著完成后承秦蕴珊、何起祥两位研究员审阅,并提出宝贵意见。本书编著过程中得到青岛海洋大学各级领导,特别是施正铿校长、秦启仁副校长、徐家振副校长以及中国科学院海洋研究所、地质矿产部海洋地质研究所、海洋局第一海洋研究所、地质矿产部全国地质图书馆等单位的有关专家和领导的大力支持和协助。全部图幅由黄际遂清绘。对以上各方面的关怀、帮助,作者表示衷心感谢。

作者

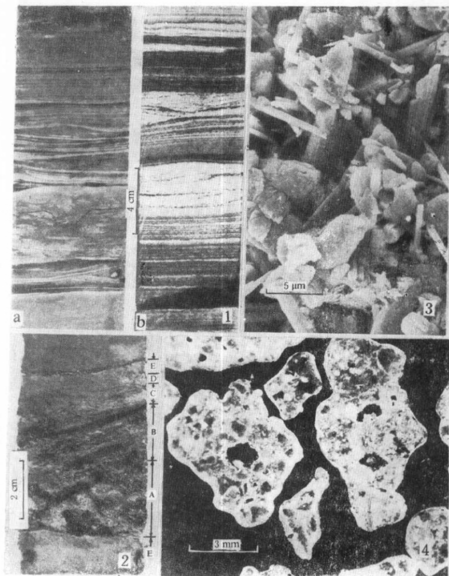
1988年10月



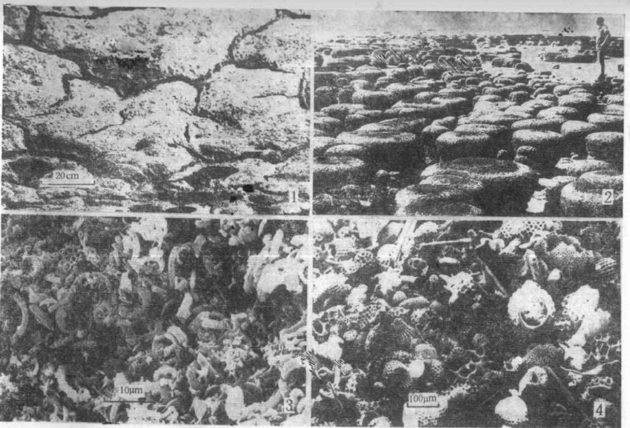
1.双脊波痕，河北乐亭县潮坪。2.削顶波痕，山东日照傅疃河口附近。3.干涉波痕，来州湾潮坪（庄振业，1987）。4.等深流沉积脊堆的地震剖面，北大西洋法鲁脊堆(Stow, 1984)。



1.脉状层理,浅灰色为砂,黑色为泥,北海潮坪。2.透镜状层理,北海潮坪 (Weimer, 1983)。3.羽状交错层,美国西北海岸小河口湾潮道内(于连生,1988)。4.生物扰动(斑团)构造,渤海中部陆架盆地。



1.（a）粉砂浊积物，DSDP503A 钻孔，大西洋安哥拉海盆，上白垩系；（b）粉砂、泥质浊积物，北海陆隆，上侏罗系（Stow，1984）。 2.冲绳海槽浊积物： A. 具粒序层理的粗粉砂层；B. 平行纹层状细粉砂；C. 粉砂质粘土，具变形层理；D. 水平纹层状粉砂质粘土；E· 半远洋软泥(张明书，1986)。3.成岩文石针，东海陆坡。4.葡萄石，大巴哈马滩，正交偏光（Enos，1983）。



1.裂开的藻席,波斯湾潮上坪 (Shinn, 1983)。2.现代柱状叠层石,澳大利亚西部潮坪 (Ginsberg, 1983)。 3.白垩,成分以颗石为主 (Scholle, 1983)。 4.放射虫软泥的粗粒组,赤道太平洋 (Hein, 1979)。

目　　录

序

第一章　绪论 …… 1

第二章　近岸带硅质碎屑沉积作用 …… 4

第一节　河口湾沉积体系 …… 5

一、河口湾类型 …… 5

二、水动力要素 …… 6

三、河口环流 …… 8

四、粘土质点的动力行为 …… 10

五、动力作用的分带性 …… 11

六、生物效应 …… 13

七、沉积特征 …… 14

八、钱塘江河口湾 …… 16

第二节　潮坪沉积体系 …… 18

一、搬运沉积过程 …… 19

二、沉积构造 …… 21

三、沉积相序列 …… 24

四、中国的现代潮坪沉积 …… 28

五、潮坪沉积的鉴别特征 …… 30

第三节　海岸潟湖沉积体系 …… 31

一、潟湖的形成 …… 31

二、环境的物化参数 …… 31

三、沉积特征 …… 34

四、潟湖沉积的判别标志 …… 35

第四节　海滩沉积体系 …… 35

一、海滩剖面 …… 36

二、波浪的动力效应 …… 38

三、沉积物 …… 41

四、海滩层序 …… 44

五、浙江普陀山岛的海滩沉积 …… 44

六、海滩环境中的过程响应系统 …… 45

第五节　沉积层序的演化 …… 49

一、海侵海岸层序 …… 49

二、海退海岸层序 …… 51

第三章　陆架的硅质碎屑沉积体系 …… 52

第一节　地貌特征 …… 52

第二节 作用过程 …… 53
一、物理过程 …… 54
二、化学过程 …… 56
三、生物过程 …… 57
四、地质过程 …… 57
第三节 泥沙的搬运 …… 59
一、床沙搬运 …… 59
二、床沙搬运速率计算实例 …… 60
三、悬浮搬运 …… 61
第四节 陆架的类型 …… 64
第五节 潮控陆架的沉积作用 …… 66
一、底形 …… 66
二、沉积相 …… 73
第六节 风暴控陆架的沉积作用 …… 76
一、风暴的过程响应系统 …… 78
二、风暴沉积 …… 79
第七节 洋流控陆架的沉积作用 …… 81
第八节 泥质沉积 …… 83
第九节 陆架坡折带的沉积作用 …… 84
一、坡折带的类型 …… 84
二、大河三角洲外缘的陆架坡折带 …… 86
三、东海的陆架坡折带 …… 88
第十节 东海陆架的沉积作用 …… 90
一、晚更新世晚期的沉积作用 …… 91
二、全新世的沉积作用 …… 91
三、沉积构造分区 …… 98
第四章 陆坡陆隆的硅质碎屑沉积体系 …… 100
第一节 地貌特征 …… 100
一、陆坡 …… 100
二、陆隆 …… 103
第二节 沉积作用的影响因素 …… 103
一、地质构造环境 …… 103
二、海面变动 …… 105
三 物源 …… 105
四、生物活动 …… 105
第三节 搬运沉积过程 …… 105
一、浑水流羽体 …… 106
二、底层流 …… 108
三、雾浊层 …… 108
四、块体运动 …… 112
五、浊流 …… 114

第四节　沉积物类型 …… 116
一、块体搬运沉积 …… 116
二、等深流沉积 …… 120
三、远洋及半远洋沉积 …… 123
第五节　陆坡沉积相 …… 124
一、陆坡类型 …… 124
二、正常陆坡的沉积相 …… 125
第六节　深海扇沉积 …… 128
一、深海扇的类型 …… 132
二、影响深海扇发育的因素 …… 132
第七节　边缘海盆沉积 …… 134
一、沉积物类型 …… 135
二、冲绳海槽的沉积物 …… 136
第八节　海沟沉积 …… 142
一、概述 …… 142
二、日本海沟的沉积作用 …… 143
第五章　大陆边缘的碳酸盐沉积作用 …… 145
第一节　矿物成分及结构成分 …… 146
一、矿物成分 …… 146
二、结构成分 …… 151
三、碳、氧同位素 …… 158
第二节　颗粒的产生及沉积过程 …… 159
一、生物侵蚀 …… 160
二、颗粒的水力行为 …… 160
三、颗粒的机械固定作用 …… 161
第三节　成岩作用 …… 161
一、亮晶胶结物及新生变形晶体 …… 162
二、海洋环境中的成岩作用 …… 163
三、大气淡水环境的成岩作用 …… 165
四、深埋环境的成岩作用 …… 166
五、成岩过程中微量元素和碳、氧同位素的变化 …… 166
六、灰泥的成岩作用 …… 168
七、白云石化 …… 168
第四节　近岸带碳酸盐沉积作用 …… 174
一、潮坪沉积体系 …… 174
二、潟湖沉积体系 …… 181
三、海滩沉积体系 …… 182
四、近岸各沉积体系的对比 …… 186
第五节　礁碳酸盐 …… 186
一、礁的建造和发展 …… 187
二、台缘礁 …… 189
三、斑礁 …… 191

四、大洋环礁 …… 191
五、南海的珊瑚礁沉积 …… 192
第六节 陆架沉积体系 …… 194
一、沉积模式 …… 195
二、开阔陆架(台地) …… 196
三、限制陆架(台地) …… 198
四、孤立台地 …… 201
五、碳酸盐沉积向陆源沉积的过渡 …… 201
第七节 陆坡沉积体系 …… 202
第六章 大洋沉积作用 …… 205
第一节 地貌特征 …… 205
一、洋中脊 …… 205
二、洋盆底 …… 205
第二节 大洋环流 …… 208
一、大洋水体的垂直结构 …… 208
二、大洋表层环流 …… 211
三、底层经向环流 …… 211
第三节 远洋沉积物的分类及分布 …… 211
一、分类 …… 212
二、分布 …… 215
第四节 钙质生物沉积 …… 217
一、类型 …… 217
二、沉积构造 …… 220
三、溶跃面及方解石补偿深度 …… 220
四、影响因素 …… 223
五、沉积速率及成岩作用 …… 223
第五节 硅质生物沉积 …… 225
一、硅质微体化石 …… 226
二、分布 …… 227
三、影响因素 …… 228
四、成岩变化 …… 229
第六节 褐粘土 …… 231
一、组分 …… 231
二、分布 …… 233
第七节 太平洋沉积 …… 233
一、搬运沉积过程 …… 234
二、沉积区 …… 234
三、沉积速率 …… 238
四、沉积历史 …… 239
第八节 沉积间断及事件沉积作用 …… 241
一、沉积间断 …… 241

二、事件沉积作用 …… 243
第九节　全球沉积物的体积及质量 …… 245
参考文献 …… 248
摘要(英文) …… 252
图版 …… 254

CONTENTS

PREFACE

CHAPTER 1 INTRODUCTION 1

CHAPTER 2 SILICLASTIC SEDIMENTATION OF LITTORAL ZONE ... 4

I. Estuary System 5

1. Types of Estuaries 5
2. Hydrodynamic Factors 6
3. Estuarine Circulation 8
4. Dynamic Behaviours of Clay Particles 10
5. Zonation of Dynamics 11
6. Biogenic Effects 13
7. Sediment Characteristics 14
8. Qiantang River Estuary 16

II. Tidal-Flat System 18

1. Transportation-Deposition Processes 19
2. Sedimentary Structures 21
3. Facies Sequences 24
4. Modern Tidal Flat Sediments in China 28
5. Criteria for Recognition of Tidal Flat Sediments 30

III. Coastal Lagoon System 31

1. Formation of Lagoon 31
2. Physical and Chemical Parameters of Environments 31
3. Sediment Characteristics 34
4. Criteria for Recognition of Coastal Lagoon Sediments 35

IV. Beach System 35

1. Beach Profile 36
2. Dynamic Effects of Waves 38
3. Sediments 41
4. Beach Sequences 44
5. Beach Sediments of Putuoshan Island, Zhejiang 44
6. Process-Response System of Beach Environments 45

V. Evolution of Sedimentary Sequences 49

1. Transgressive Sequences 49
2. Regressive Sequences 51

CHAPTER 3 SILICLASTIC SHELF SYSTEM 52

I. Geomorphological Features 52

II. Processes 53

1. Physical Processes 54
2. Chemical Processes 56
3. Biogenic Processes 57
4. Geological Processes 57
III. Sediment Transportation 59
1. Bed-Load Transportation 59
2. Example of Calculating Bed-Load Transportation 60
3. Suspended-Load Transportation 61
IV. Types of Shelves 64
V. Tide-Dominated Shelf Sedimentation 66
1. Bedforms 66
2. Sedimentary Facies 73
VI. Storm-Dominated Shelf Sedimentation 76
1. Storm-Driven Process-Response System 78
2. Storm Sedimentation 79
VII. Ocean Current-Dominated Shelf Sedimentation 81
VIII. Muddy Sediments 83
IX. Shelfbreak Sedimentation 84
1. Types of Shelfbreak Zone 84
2. Shelfbreak Zone off Large Deltas 86
3. Shelfbreak Zone in the East China Sea 88
X. Sedimentation on the East China Sea Shelf 90
1. Late Pleistocene Sedimentation 91
2. Holocene Sedimentation 91
3. Sedimentary Structure Provinces 98
CHAPTER 4 SILICLASTIC CONTINENTAL SLOPE AND RISE SYSTEMS 100
I. Geomorphological Features 100
1. Slope 100
2. Rise 103
II. Controlling Factors on Sedimentation 103
1. Tectonic Environments 103
2. Sea-level Fluctuation 105
3. Sediment Source 105
4. Biogenic Activity 105
III. Transportation-deposition Processes 105
1. Turbid Plume 106
2. Bottom Current 108
3. Nepheloid Layer 108
4. Mass Movement 112
5. Turbidity Current 114

IV. Sediment Types 116
1. Mass-Wasting Deposits 116
2. Contourite 120
3. Pelagic and Hemipelagic Sediments 123
V. Sedimentary Facies on Slope 124
1. Types of Slopes 124
2. Facies Association of normal Slope 125
VI. Deep-Sea Fan Sediments 128
1. Types of Deep-Sea Fan 132
2. Factors Affecting Evolution of Deep-sea Fan 132
VII. Marginal Basin Sediments 134
1. Types of Sediments 135
2. Sediments in the Okinawa Trough 136
VIII. Trench Sediments 142
1. Outline 142
2. Sedimentation in the Japan Trench 143
CHAPTER 5 CARBONATE SEDIMENTATION ON CONTINENTAL MARGIN 145
I. Mineralogical and Textural Compositions 146
1. Mineral Components 146
2. Textural Components 151
3. Carbon and Oxygen Isotopes 158
II. Formation and Sedimentary Processes of Grains 159
1. Biogenic Erosion 160
2. Hydraulic Behaviour of Grains 160
3. Mechanic Stabilization of Grains 161
III. Diagenesis 161
1. Sparite Cements and Neomorphic Spar 162
2. Marine Diagenesis 163
3. Meteoric Diagenesis 165
4. Burial Diagenesis 166
5. Changes of Trace Elements and Carbon and Oxygen Isotopes During Diagenesis 166
6. Diagenesis of Lime Mud 168
7. Dolomitization 168
IV. Carbonate Sedimentation in Littoral Zone 174
1. Tidal-Flat System 174
2. Lagoon System 181
3. Beach System 182
4. Comparison Between Sedimentary Systems 186
V. Reef Carbonate 186
1. Reef Sedimentation 186

2. Platform Margin Reef 189
3. Patch Reef 191
4. Atoll 191
5. Reef Sediments in the South China Sea 192
VI. Shelf System 194
1. Sedimentary Models 195
2. Open Shelf (Platform) 196
3. Restricted Shelf (Platform) 198
4. Isolated Platform 201
5. Transition of Carbonates to siliclastic Sediments 201
VII. Continental Slope System 202
CHAPTER 6 OCEAN SEDIMENTARY SYSTEM 205
I. Geomorphological Features 205
1. Mid-ocean Ridges 205
2. Ocean Basin Floor 205
II. Ocean Circulation 208
1. Vertical Structure of Ocean Water 208
2. Surface Circulation 211
3. Longitudinal Bottom Circulation 211
III. Classification and Distribution of Pelagic Sediments 211
1. Classification 212
2. Distribution 215
IV. Biogenic Carbonate Sediments 217
1. Types 217
2. Sedimentary Structures 220
3. Lysocline and Calcite Compensation Depth 220
4. Factors Controlling Sedimentation 223
5. Sedimentation Rate and Diagenesis 223
V. Siliceous Biogenic Sediments 225
1. Siliceous Microfossils 226
2. Distribution 227
3. Controlling Factors 228
4. Diagenesis 229
VI. Brown Clay 231
1. Composition 231
2. Distribution 233
VII. Pacific Ocean Sediments 233
1. Transportation-Deposition Processes 234
2. Sedimentary Provinces 234
3. Accumulation Rate 238
4. Sedimentary History 239
VIII. Sedimentary Hiatus and Event Sedimentation 241

1. Hiatus 241
2. Event Sedimentation 243
IX. Volume and Mass of Global Sediments 245
References 248
Abstract (in Chines) 252
Plate 254

第一章 绪　论

海洋沉积学是海洋地质学的重要分支，是海洋学和沉积学之间的边缘学科。海洋沉积学是研究现代海底沉积物(及沉积岩)的组分、结构、分布规律、岩相、形成作用及形成机理的科学。从 1968 年开展深海钻探以来已采集了大量沉积物、沉积岩岩心，使海洋沉积学的研究对象由表层沉积物扩展到深部的沉积岩，当然，表层沉积仍然是研究的重点。

一、历史进程

海洋沉积物的系统研究，即现代海洋沉积学开始于 1872—1876 年的《挑战者》号考察。对这次考察所采集的样品进行室内分析后，Murray 和 Renard (1891) 发表了《深海沉积》(Deep-Sea Deposits) 一书，论述了各类软泥、红粘土、铁锰沉积的成分、成因及分布规律等。该书是现代海洋沉积学的基石(图 1-1)。以后，美国的《信天翁》号、《卡内基》号、德国的《流星》号和荷兰的《斯内卢斯》号等调查船在上世纪末至本世纪初相继作了广泛的调查，推动了海洋沉积学向前发展。

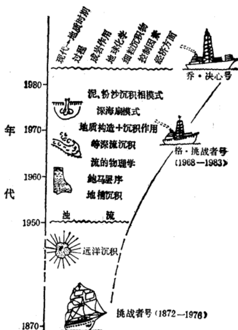


图 1-1　海洋沉积学发展史的概略图

将海洋沉积学的成果应用于大陆古海相沉积岩的研究首推 Sorby，他(1861) 提出，产于英国的白垩是远洋颗石软泥。

从本世纪 20 年代到二次大战结束，沉积学处于正常科学积累时期，服务于军事及航运对底质的需要，也曾开展了一些调查，但未取得重大突破。

本世纪 40 年代 Daly (1936) 指出，沉积物重力流侵蚀了海底峡谷。以后 Kuenen 进行了低密度、高密度水流的一系列水槽实验，并结合现场观察提出了(1950) 浊流理论，引起了沉积学理论的重大变革。Bouma (1963) 提出的砂质浊积岩标准层序的模式，迄今仍作为浊积物判别根据。近年来对泥质浊积物的研究又有重大发展。

在对浊积物开展广泛研究后仅 10 年，又发现这一模式并非万能，如在同一"浊积层

序"内，从底到顶古流向不一致，甚至相互垂直。 Heezen 等（1966）总结了沿陆坡坡麓的等深流的特征及对陆隆的塑造作用。等深流和等深流沉积的识别也象浊流理论一样，引起了对深海沉积作用认识的飞跃。

60 年代板块构造的兴起，冲击着地学领域的各学科，也为海洋沉积学理论增添了新概念。不同构造环境下的沉积相模式、板块运动造成的远洋沉积物的配置规律等，开拓了沉积学成果服务于全球构造研究的新方向。

深海钻探实施 115 航次（1987）以来，完成钻孔千余孔，为海洋沉积学研究提供了大量实际资料和理论总结。在这一信息爆炸时代，海洋沉积学的新思潮、新学说不断涌现；向海洋深处和地球深部扩展；各学科相互渗透、交叉，并与宇宙、天文科学相结合。这些必然会把海洋沉积学推进到一个新阶段。

立足于现代科学技术基础上的调查、实验分析已使一百多年前发展起来的海洋沉积学发生了革命性变化。海洋沉积学已从静态描述走向动态分析，由定性到定量，由区域性研究到全球模式，精度已逐渐达到毫米-毫克-百年级。海洋沉积学又涌现出一些新分支，如比较沉积学、沉积动力学、大陆边缘沉积学、古海洋学、碳酸盐沉积学、陆屑沉积学、化学沉积学及构造沉积学等。

近年来出版的沉积学方面的丛书有数个系列。《海洋》(The Sea)已出版八卷(1983)，其中第三、七卷均以主要篇幅论述了海洋沉积学有关问题，第五、六、八卷也涉及了这方面的内容。《沉积学进展》已出版 40 多集；SEPM 专辑 30 多集；AAPG 文集 30 多集；AAPG 进修丛书 20 多集；伦敦地质学会的专辑、专题报告、文集近 30 集。其它还有如《大洋盆地和边缘》丛书，分别论述各大洋和边缘地区的地质构造和沉积作用。

二、近年来的进展

近二十多年来海洋沉积学领域所取得的突出进展主要有以下几方面：

(1) 沉积作用与全球构造运动的关系。板块构造理论对海洋沉积学产生了深远的影响，一方面板块构造理论解释了洋底古沉积分布异常的原因；另一方面，也可运用沉积作用特征来查明板块运动的演化历史。在此基础上发展了构造沉积学，建立了一些判别陆源碎屑成分与板块构造环境关系的标准。 Dickinson 等（1979）建立了根据砂岩组分判断物源区和沉积盆地构造环境的三角形模式图。 Valloni (1981) 提出了鉴别构造环境的深海砂矿物成分特征值：(1) 被动边缘，$Q_{12}F_{26}L_{12}$（Q——石英，F——长石，L——岩屑）；(2) 活动边缘俯冲带，$Q_{16}F_{53}L_{31}$；(3) 转换断层型活动边缘，$Q_{34}F_{39}L_{27}$；(4) 弧后盆地，$Q_{20}F_{29}L_{51}$；(5) 弧前盆地，$Q_{8}F_{17}L_{75}$。

(2) 事件沉积学（Event Sedimentology)。 事件沉积作用是指由于某种事件（包括生物、化学、气候、地震、火山、宇宙等）引起的偏离正常沉积过程的地质作用，包括正偏离和负偏离两类，前者形成各类事件沉积物；后者形成特殊的界面，如硬底、冲刷面等。若干个沉积事件的系列称为沉积幕，沉积幕将沉积盆地的演化划分为几个不同性质的演化阶段。因此，沉积幕、沉积事件是盆地分析的基础。近十多年来，为解释地层上的一些主要界线，特别是白垩系-第三系界线、始新统-渐新统界线时，常使用宇宙事件来解释，如大陨星碰击地球、微玻陨石雨等。事件沉积学的发展对事件地层学、天文地质学、海底沉积矿

床(如锰结核、石油)的勘探有重要意义,因而也得到了迅速发展。

(3) 沉积动力学。是从动态的观点来研究沉积物的形成过程、沉积物与海洋间发生的各种物理、化学和生物作用。它具有多学科相互渗透、互相补充和以现代科学技术为基础,对沉积过程的各项参数进行定量测定的特点。开始是以河口和陆架为主要工作对象,现已发展到研究深海沉积动力学和联合全球海洋通量研究 (JGOFS)。

(4) 历史沉积学。是在远洋取样技术进步的基础上发展起来的,70 年代(1978 年开始)使用的液压活塞取样器 (HPC) 可以采集 300 m 长未扰动的岩心。近年研制和使用的延伸式岩心筒 (XCB) 可采取 575 m 长的高质量岩心。运用精确的技术测定各种参数,从而能恢复数千万年的沉积历史。古海洋学在查明的二亿年来特别是第三纪以来海洋环境的演变历史,包括环流、水温、盐度、生物生产力的分布模式方面取得了重大进展。近年来又取得下列成果: (1) 古构造事件、古海洋学事件的确立; (2) 区域古海洋学的研究; (3) 冰期海洋的研究及气候变化的预测; (4) 古海洋学标定和研究方法的进展。

(5) 浊流、等深流沉积。通过近年来的研究,逐渐认识到不同类型的重力流在陆隆、海沟、深海平原等环境中的突出作用。等深流沉积的发现 (1966) 大大充实丰富了海洋沉积学理论。近年来对雾浊层的定量观测,认识到雾浊层对形成等深流沉积的控制作用。

(6) 碳酸盐沉积学。50 年代发生了革命性进展。50—60 年代对现代浅水碳酸盐进行了大量的工作,并从岩类学研究逐步转移到岩相学、古地理学领域,同时,沉积后作用(各阶段成岩作用)的研究,特别是白云石化的研究发展到全新的水平,形成了许多新概念。现代浅水碳酸盐沉积学的发展也推动了古碳酸盐岩的研究。近十年来提出的关于台地碳酸盐、浅水碳酸盐的沉积模式有多种。研究重点也转移到陆坡、陆隆及边缘海盆等深水环境,开展了大量调查,提出了深水碳酸盐的沉积模式,并使之不断完善。相信这些成果必将有助于该环境中石油的勘探和开发。

第二章　近岸带硅质碎屑沉积作用

海洋环境可分为大陆边缘和大洋两大区。大陆边缘位于大陆和大洋之间，是大陆地壳向大洋地壳转换的过渡带。本大区包括近岸带、陆架、陆坡、陆隆、边缘海盆和海沟等地貌单元。按照板块构造的观点，大陆边缘可分为二种主要类型：活动边缘（聚敛边缘）和被动边缘（辐散边缘）。被动边缘位于岩石圈板块的内部，即与相邻的大洋属于同一板块。活动边缘是两个聚敛板块的边界，与其毗邻的洋底分属于不同的板块。大西洋的大陆边缘属被动边缘型，由较宽的陆架、陆坡和陆隆所组成（图 2-1），是稳定下沉区，堆积了巨厚的沉积物，很少发生地震和火山活动。印度洋的大陆边缘基本也属这种类型。太平洋的情况则不同，其大陆边缘属活动边缘，由较窄的陆架、陆坡过渡为海沟，又分为马利亚纳型和智利型。马利亚纳型，边缘海盆、岛弧及海沟依次排列。智利型，陆坡之下即为海沟。活动边缘的火山及地震活动强烈。

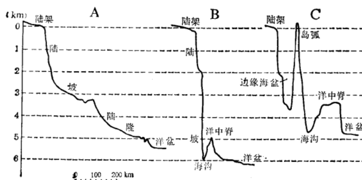


图 2-1　大陆边缘剖面的类型（Tchernia，1980）

A——被动边缘型（大西洋型）；　B——活动边缘型 1（智利型）；　C——活动边缘型 2（马利亚纳型）

大陆边缘是陆源碎屑物质的主要倾卸场所，堆积了巨厚的海洋沉积物，其体积几乎占整个海洋沉积物的 70% 以上。由于大量的有机物质随碎屑物一起埋藏，因此这里蕴藏了丰富的碳氢化合物，具有重要的经济意义。尤其是陆坡和陆隆，虽然其面积只占地球表面积的 5%，但所堆积的沉积物却占海洋沉积物总体积的 52%（表 2-1）。

近岸带（nearshore，或称海岸带）环境是指从特大高潮线至深度为浅水波半波长 $\left(\frac{1}{2}L\right.$，水深约 20 m 以内$\left.\right)$ 的区域，包括三角洲、河口湾、海滩、障壁岛、潟湖、及潮坪等次一级单元，总面积约 $13\times10^6\ km^2$，为海洋总面积的 3.4%。在近岸带环境中海洋与非海洋过程相互作用。海洋过程受波浪、潮汐、海流、环流等因素所控制。非海洋过程则主要受河流径流量、流速及固体载荷的性质、数量等因素所支配。由于这些参数的多变性，近岸

表 2-1 海洋各大地质单元自中生代以来所堆积的沉积物频率 (Southam, 1981)[49]

单元	面积 (%)	沉积物		
		厚度 (km)	体积 (10^6 km^3)	频率 (%)
近岸带及陆架	10.9	6	114.0	21.3
陆坡及陆隆	7.9	2.5	280.0	52.2
大洋	81.2	0.5	141.8	26.5
总计	100	—	535.8	100

环境也就具有多变的特点。其亚环境可划分为两大类：(1)与大河口有关的河口湾和三角洲；(2)以海洋过程为主，不受大河直接影响的海滩、障壁岛(波浪作用为主)和潮坪、潟湖(潮汐作用为主)。各个亚环境具有不同的沉积作用机理，因此也具有不同的沉积产物。

沉积体系 (depositional system) 是在成因上密切相关的沉积相的组合 (Davis, 1983)[62]。因此，近岸环境中的三角洲、河口湾、潮坪、潟湖、海滩等都代表了不同的沉积体系。

近岸带的地貌及沉积特征最根本的是受构造条件的控制。位于被动大陆边缘的近岸带属后缘海岸，由于在构造上很稳定，故近岸带宽阔平坦，可广泛发育潟湖、障壁、大三角洲。位于活动大陆边缘的近岸带则属前缘海岸，压性构造造成曲折的岸线，海岸山脉发育，近岸带狭窄。Inman (1971) 还划分出第三种类型——边缘海近岸带，朝向边缘海，岛弧将其与大洋隔开，如中国、朝鲜、越南的近岸带。

第一节 河口湾沉积体系

在海洋学上，河口湾 (estuary) 的定义是"半封闭的沿岸水体，与开阔海洋自由沟通，但湾内的咸水又被来自陆地的径流所淡化" (Pritchard, 1967)。Fairbridge (1982)[63] 从地貌学的角度又下了以下的定义：河口湾是海水进入河谷的入口湾 (inlet)，上限为潮流界。上述两种定义的差别是，前者根据化学标准，氯度下降到 0.01‰ 即为上界，后者是物理标准，向陆延伸的范围较前者要大得多，可达到 100 km 以上。总之，河口湾是与开阔海洋自由沟通的半封闭沿岸水体，与河流相接，并被径流所淡化，上限为潮流界或沉积物进行双向搬运的上界。

河口湾发育在沉积物载荷量较之扩散力为低的河口 (三角洲则分布在载荷量高并被充填的河口)，而且那里的地壳下沉速率超过沉积物堆积速率。潮差较高、具有下沉河谷的中纬度海岸带、存在现代冰川活动及砂质海岸等环境最有利于河口湾的发育。中、高潮差所产生的较强潮流将沉积物不断带出，而使河口湾的稳定性加大。下沉的河谷以及因现代冰川活动而形成的峡湾 (fjord) 能提供较大的空间来容纳河流搬运来的物质。砂质海岸往往存在沙嘴、沙坝，故有利于河口湾的生成。

一、河口湾类型

河口湾按自然地理特征可分为七种类型 (Fairbridge, 1978; 图 2-2)[110]：(1) 溺谷

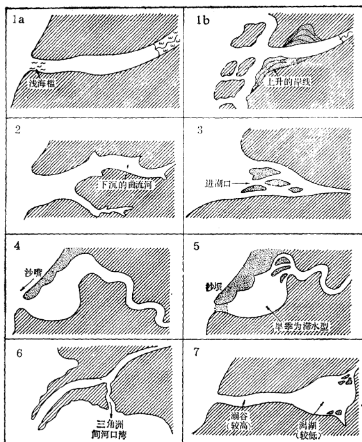


图 2-2 河口湾的自然地理分类 (Fairbridge, 1978)[110]

1a, b——峡湾型; 2——溺谷型; 3——海岸平原型(漏斗型); 4——沙坝型; 5——堵塞型; 6——三角洲前缘型; 7——构造型

型 (ria)。是由下沉的河谷演变而成,系因全新世的海侵而被淹没,世界上大多数河口湾都属这种类型,如我国的钱塘江河口湾。由于持续的下沉,湾内的沉积速率很高。(2)海岸平原型。发育在潮汐活动强的海岸平原上的溺谷内,由于潮流的冲刷作用多成漏斗形,湾内有潮流沙脊。(3) 峡湾型。是下沉的冰川谷,如挪威的一些河口湾,多发育在构造活动强、地形起伏大的海岸带,规模较小,两壁陡峭,沉积速率低。(4) 沙坝型。由于沉积物的沿岸迁移在口门处形成了沙嘴,使其部分被封闭。(5) 堵塞型。 沙嘴使河口湾大部被封闭,只剩下进潮口,此种湾往往较浅,淡咸水的混合主要借助于波浪。(6) 三角洲前缘型。(7) 构造型。多出现在前缘海岸,因断裂而产生下沉形成了河口湾。

二、水动力要素

河口湾内碎屑物质的搬运和沉积过程以及底质的特征受径流、潮汐及波浪等水动力

要素所控制。

1. 径流的效应

径流除搬运相当数量的碎屑物质至河口湾外，并使湾内水体不断更新，保持了纵向和垂向的盐度梯度，驱动了扩散碎屑载荷的河口环流。

在淡水-咸水过渡带*以上（图 2-3，6），河水在河槽中流动，速度及湍流度都较高。当河槽在口门附近加宽，流速就会降低，床沙载荷及悬移载荷将沉积在淡水带内，形成伸长的浅滩及沙坝。径流到达淡水-咸水界面的底部，河水与向陆流动的河口湾水体会聚，流速就减为零。床沙载荷及部分悬移载荷沉积下来，而剩余的悬移载荷会被潮流、河口环流及波浪向海搬运。在洪水期，含高浓度悬移载荷的径流将盐水楔推出河口湾，使碎屑物质直接进入海洋。

2. 潮汐效应

潮汐作用对河口湾的动力过程具有最重要的影响。estuary（河口湾）一词即来源于拉丁文 aestus，原意是有潮汐的河口。可按潮差的大小将河口湾划分为弱潮型（潮差<2 m）、中潮型（2—4 m）和强潮型（>4 m）。通常潮差直接影响着湾内潮流流速，但潮流流速还受进潮量（河口湾平均断面面积×潮差）的影响，具有小潮差的漏斗形河口湾也可产生速度较大的潮流。

潮汐在河口湾内的作用是，作为淡、咸水混合的能量来源，使底质再悬浮以及向海或向陆搬运悬浮体。潮汐主要通过以下两种效应影响河口湾内的搬运和沉积过程：

（1）潮波发生变形，潮波到达浅水区后，由于湾底的摩擦力、沿河槽向上游方向的压缩力以及在浅滩和湾头的反射而发生变形。变形的效应使涨潮时缩短，落潮时延长（图

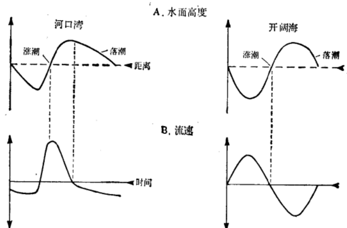


图 2-3　由深水区至浅水区潮波的变形（Salomon，1983）[63]

A——对称波变为不对称波，涨潮时较落潮时缩短；B——涨潮流波峰较陡，具有较大流速

* 表层水体盐度为 10 ‰时。

2-3A)，涨潮流因波峰较陡而具有较大流速(图 2-3B)。因此，涨潮流较之落潮流具有较大的侵蚀力和搬运力。涨、落潮流的综合效应是使沉积物向陆搬运。

虽然摩擦力使潮波在向陆传播过程中逐渐衰减，振幅降低；但河口湾向陆常变浅变窄，潮波因会聚使振幅反而加大。大多数河口湾属这种情况。因此，潮流在湾内中、上部强度最大，具有高的侵蚀力及使底质再悬浮的能力，形成最大潮流浊度带。

(2) 周期性潮流的不对称性，潮波的变形使涨、落潮流具有不同的强度、持续时间以及呈现不对称，产生剩余运动。涨潮后的平潮较落潮后憩潮持续的时间长，涨潮时的最大流速高于落潮时的最大流速。悬浮体的浓度也随流速而变化，但平潮时悬浮体的浓度较憩潮时低得多。在多个周期以后，这种差异产生了剩余沉积作用及沉积物的向陆迁移。

3. 波浪效应

虽然河口湾是半封闭环境，但波浪仍能侵蚀海岸、使沉积物再悬浮以及影响沉积过程。

深水涌浪波长 40—60 m，周期 5—8s。进入深度只接近其波长 1/2 的浅水区后，水质点运动轨迹由圆形变为椭圆形。这种往复运动对海底产生剪切应力，而能使砂粒进入搬运，向岸迁移。波能与水深成反比。沉积物平均粒径、偏度与“能量指数(波浪轨迹运动速度/潮流流速)”成反比，而分选性与其成正比。

湾内生成的波浪较深水波浪不规则，波长 15—25 m，周期小于 5s。波浪的强度及性质决定于风向、风力和吹程。通常，最强的波浪发生在河口湾对角线方向，即最大风区方向。如海岸无屏障，波浪可到达岸边，并侵蚀海岸，将碎屑物质供给局部的沿岸流以及建造沙嘴和滩角。

三、河 口 环 流

淡水径流流入河口湾后，向来自外海的咸水体扩散。这两种具有不同盐度、不同密度的水体的混合速率和程度，导致了河口湾特有的环流系统。

1. 河口环流类型

在海岸平原型河口湾内，湾头水体的盐度接近 0‰，而向湾口则逐渐增大到 30—35‰。从表层到底部也存在盐度梯变，在一定深度上出现明显的盐跃面 (halocline)。以盐跃面为界，下层向陆流流速为 5—10 cm/s；上层向海流流速取决于径流流速；两层之间界面上的流速接近零。上、下层的厚度随径流、潮流以及湾的形态的变化而变化。当潮流强度改变，将产生下列环流类型：

盐水楔型　弱潮河口，淡水在密度较大的咸水之上向海扩散(图 2-4A)；咸水呈楔状体位于下层，尖端朝向陆。淡、咸水层之间存在盐跃面。由于内波的作用，咸水向上扩散，但混合作用只发生在接触带附近。此环流的驱动力主要为径流，潮流的作用很小。来自河流的悬浮体随淡水层向海扩散，下层水体中的悬移质是通过盐跃面从上层沉降下来的。河流的床沙载荷则搬运到盐水楔的顶端，堆积成河口沙坝。

部分混合型　在中等潮差的河口区，潮流产生的较强湍流使咸水、淡水分别向上、

向下扩散，两者之间不存在明显的界面。但整个河口区仍存在垂向和纵向的盐度梯度(图2-4B)。水柱中的悬浮体既来自径流，也可来自外海。向陆河口湾流将悬浮体搬运至咸水体的顶端，形成最大浊度带，并堆积成浅滩。

强混合型　潮差和潮流流速都很大时，就完全破坏了水体的垂直盐度梯度，但纵向的盐度梯度仍然存在(图2-4C)。由于科氏力效应，河口湾右侧(面向陆)盐度比左侧高，故出现水体的横向混合。悬移质向海或横向扩散，最大浓度出现在口门附近，但这里的底质由于潮流作用极易发生再悬浮。

上述三种环流类型可以相互转化，如由于海岸侵蚀使河口湾横断面积加大(进潮量/径流量比值增大)，即可由1型转变为3型。反之，增加径流量、降低进潮量、河口湾宽度减小或深度加大，都可使3型转变为2型至1型。

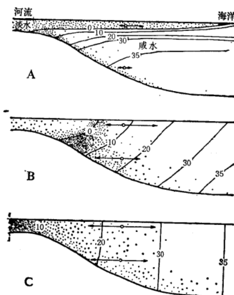


图2-4　河口环流类型(Postma，1984)[63]
A——盐水楔型；B——部分混合型；C——强混合型
(点代表悬浮体浓度，箭头代表涨、落潮时水体的流速，数字代表盐度)

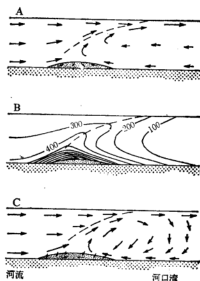


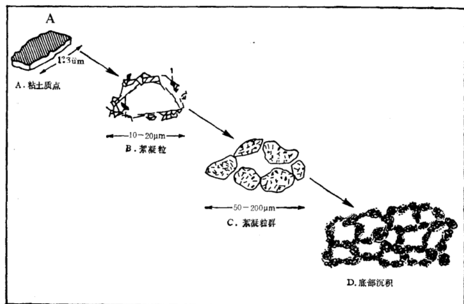
图2-5　河口湾环流及悬浮体浓度的变化(Meade，1972)
A——环流格局；B——悬浮体浓度(mg/l)变化；C——悬浮体搬运方向

2. 环流的搬运、沉积效应

许多河口湾特别是部分混合型河口湾的上部，悬浮体浓度较下部及河道内大10—100倍，此浓度高的地段称为最大浊度带(turbidity maximum)。悬浮体浓度在咸水体的向陆顶端最高，这一范围正是径流和底层向陆河口湾流的会聚带(图2-5)。这些悬浮质点来自河流、外海以及河口湾内的再悬浮。在河口湾中部，水体混合作用较弱，悬浮质点可从上层降至下层，并与来自外海的质点一起，向盐水体的顶端迁移而沉积。最大浊度带的宽度及悬浮体浓度首先决定于来自陆地和外海的悬浮体的量，其次取决于河口环流的强度；这两种因素又与径流量直接相关。最大浊度带在径流丰水期将随着盐水楔向海迁移。

四、粘土质点的动力行为

河口湾悬浮体主要由陆源矿物颗粒——石英、长石、云母、粘土矿物所组成。 粘土质点的动力行为不同于石英、长石颗粒，而取决于作用在其上的电化学力和水体湍流力。近年来，由于利用激光全息摄影装置，进行现场观察测量，对它们的行为有了较多的了解。



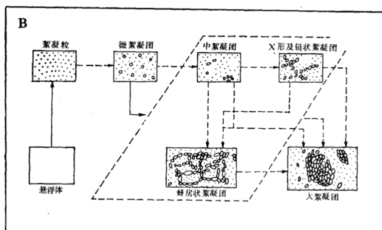


图 2-6 粘土矿物絮凝体的形态

A——发育阶段图解 (McDowell, 1977)[63]; B——长江口粘土矿物絮凝体(张志忠, 1985)[109]

悬浮体中的粘土质点，既可是单个矿物颗粒，也可是絮凝粒。絮凝粒是片状粘土矿物聚结成的具有纸房状构造的链状或球形的凝聚体（图 2-6），单个絮凝粒又连结成絮凝粒群。一个粒径为 0.063 mm 的絮凝粒群约集合了 1000 个絮凝粒。絮凝粒群在底质表面排列成更大的蜂房构造。絮凝粒(群)的粒径较原始粘土质点大得多，而易于下沉，原始粘土质点的沉速 <0.001 cm/s，而湍流中的絮凝粒(比重 1.7—2.0) 沉速为 1—0.01 cm/s。长江口絮凝粒沉速较之未絮凝时增大 2—6 倍。未絮凝时平均粒径为 0.0076 mm，沉速 0.0108 cm/s；盐度为 13.23‰ 时，絮凝后的平均粒径为 0.0232 mm，沉速为 0.749 cm/s。

粘土矿物胶粒常带负电荷，由于带相同电荷互相排斥而不下沉，保证了粘土水溶胶系的稳定性。当进入阳离子 (Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^{+}) 浓度极高的海水中，扩散层中的一部分反离子进入吸附层内，扩散层变薄，胶团的双电层被破坏，排斥力减弱，粘土质点就在范德华力的作用下相互靠近而发生絮凝。悬浮粘土质点发生絮凝作用需要两个条件：(1) 相互频繁的碰撞；(2) 彼此能粘结在一起。

氯度(盐度)造成了粘土矿物的差异絮凝作用。氯度为 1—2‰ 时，伊利石、高岭石迅速絮凝，而且伊利石较高岭石絮凝度高，蒙脱石则很弱。故伊利石、高岭石首先沉积，蒙脱石搬运得较远。长江口高岭石、伊利石絮凝时的盐度为 9—13‰，蒙脱石的絮凝盐度为 20—24‰。絮凝高岭石、伊利石在涨潮盐水楔的顶端形成高浓度层；絮凝蒙脱石在落潮盐水楔下端形成高浓度层。絮凝粒到达底部后，底床剪切力可将其破坏而再悬浮，于是在水柱底部形成了高浊度层，称为浊跃层 (lutocline)。絮凝粒降入到低能区或沉淀后能经受住边界剪切力就不发生再悬浮，于是，浊跃层逐渐消失。跃层的最终沉淀产物称为“浮泥”(fluid mud)，是浓度极高 (10—480g/l) 的泥质悬浮体。

由于絮凝作用以及其它物理、化学、生物效应，悬移质大多被截淤在河口区内。如通过长江河口区的悬移质仅不足 10% 能迁移入外海。

五、动力作用的分带性

河口湾内的扩散系统可根据主要扩散营力分为河流、河口环流及海洋力作用区（图 2-7)。各带的界线随径流，潮流强度的改变而变化。在河流作用区，碎屑质点搬运、扩散的主要营力为径流，潮流作用很弱，特别是在河流丰水期。悬浮体的浓度向下游逐渐降低，部分悬浮体沉积在河道附近的沼泽上，部分沉积在河道内的低能区及边滩上，其余的则进入河口环流作用区。床沙载荷部分沉积在边滩上及河道内，与枯水期的细粒沉积物组成交互层；部分床沙载荷可到达河口湾上部，堆积成河口沙坝。河流作用区范围内的沉积物以边滩相为主，由交错层状砂及粘土透镜体组成，另外还有河道沉积(砂、粘土互层、含砾石)及沼泽沉积(富有机质粘土及粉矿)。

在河口环流作用区，径流量/潮流量 = 0.05—1.0，细粒物质的扩散借助于此环流。到达这里的悬移载荷的扩散途径有四：(1) 随着上层向海流进入海洋；(2) 由于重力作用而下沉、凝结；(3) 经沉积至再悬浮多个旋迴后进入低能带沉积下来；(4) 随着下层向陆流返回向陆流和向海流的会聚带，沉积下来或重新进入上层流。上述过程多次重复，最终使细粒物质堆积在淡、咸水的会聚带。此范围内的沉积相有潮道相、浅滩相、潮坪相及沼泽相，以潮道相为主。潮道相由纹层状粉砂、粘土组成，夹砂质透镜体，向海生物扰动程

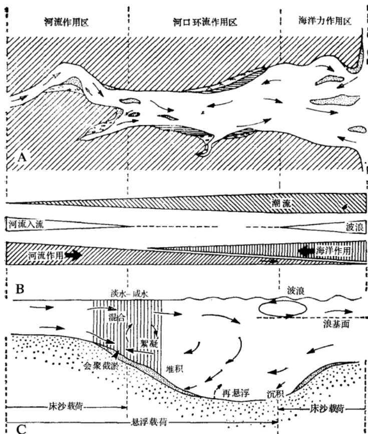


图 2-7 理想河口湾的扩散带模式（Nichols，1985）[63]

A——平面图，点状代表浅滩，水平线条代表潮坪，花纹代表沼泽，箭头表示水体和悬浮体移动方向；B——各扩散营力的相对强度； C——纵向剖面上的主要扩散路径

度增大。浅滩相由砂组成，偶含泥砾，具波痕构造，底部有冲刷面。潮坪相为纹层状泥及砂，具生物扰动构造。沼泽相为富含植物碎屑的粘土。

在海洋作用区，除了河口环流外，还存在潮汐、波浪、沿岸流等作用力。在入口处潮汐、波浪作用最强，而携带悬移质的河口湾流则由较深的潮道中流入外海。潮道中的沉积物为粗砂，具小型交错层。浅滩相的沉积物为中、细砂，亦具小型交错层。

河流输入河口的细粒碎屑物质是被截淤在湾内，还是排入外海，这取决于与沉积速率及搬运能量有关的湾的有效容量（水深）。如悬移载荷输入通量与湾内的搬运能力不相平衡，则将通过截淤（trapping）而达到平衡。截淤的结果使湾容量及水深减小，沉积物表面就遭受到更强的动力作用，发生再悬浮，增强了与外海的交换。湾变浅后，水体的垂直混合加强，环流由部分混合型转变为强混合型，悬浮体截留在最大浊度带的趋势也随之减弱，沉积作用的几率也降低。当湾头被沉积物充填后，湾的长度将减小，尤其是盐水楔的

范围将减小。径流量相对增大，可使环流格局从部分混合型变为盐水楔型，甚至将咸水体推出湾外，于是截淤效应就消失，悬浮体都排入外海。

六、生物效应

河口湾内的动植物基本为潮间带生物，即能生活在泥质基底内或其上，并能耐受住盐度的变化。河口湾具有较高生产力，主要由下列因素所促成：来自陆地的丰富的营养盐、水较浅(底栖生产力高)、波力较弱(有利于细粒碎屑的沉积)以及潮汐作用(使固着底栖植物不断得到营养补充)。

河口湾的植物为耐盐的盐沼植物、红树林、硅藻及蓝绿藻。动物以底栖动物为主要；热带、亚热带的无脊椎底栖动物为腹足类和蟹，温带则为瓣鳃类、多毛类环节动物和甲壳动物。这些动物能生活在河口区，并不是它们需要这种特殊的盐度条件，而是因为它们能耐受盐度的剧烈变化（2—30‰）。如腹足类在退潮时关闭它们的壳，故可避免暴露在低盐度条件下。掘穴习性是这些动物的共同特点，因为底质中的盐度变化较上覆水体中的要小得多。

1. 生物粘结作用

在河口湾的中、下部，悬浮体浓度降至 60 mg/l 以下，絮凝作用微弱，复合粒则主要由生物粘结作用而形成。美国特拉华河口湾内，由滤食生物、浮游动物、牡蛎、贻贝所固定的细粒沉积物达到 4×10^5t/a，比河流输砂量大 200 倍。

食悬浮体动物如牡蛎、藤壶、被囊动物及桡足类甲壳动物等是靠鳃抽取海水而得到食物。在摄食过程中，一些不被摄取的颗粒则聚结成粘结弱的似球粒，而被摄取的残渣则成为粪粒排出。因此通过此作用后，沉积物不再由分散的质点组成，而是由较大的球粒所组成。球粒的组成分、粒径及形态多种多样，有棒状、带状、粒状及盘状，多由粘液粘结，强度较大。沉速约为 0.4—2 cm/s，与粗粉砂或细砂颗粒的沉速相同。

实验表明，牡蛎 *Crassostrea virginica* 滤食大量粒径为 1—3 μm 的悬浮质，排出的粪粒长 50—3000 μm。滤食底栖动物如桡足类甲壳动物在河口湾水体中广泛分布，所产生的粘结粒较底栖无脊椎动物的多得多。美国切萨皮克湾中，桡足类甲壳动物在数天内抽取的水量，等于整个湾的水量。

细菌、藻及真菌在生长过程中可附着在悬浮体上或使悬浮体粘结在一起，如硅藻能分泌粘液包壳或硅质丝使悬浮体粘附其上。由于附着微生物的生长而使粘结粒增大的速率较絮凝作用快。

2. 生物活动对底质的影响

生物活动对底质的作用有两方面：使其稳定性加大以及破坏其稳定性。生物分泌的粘液或有机膜使底质粘结而变得比周围沉积物抗侵蚀力强、如腹足类、瓣鳃类的虫迹、觅食迹周围的沉积物往往被粘液粘住，而增大了底质的稳定性。英国 Wash 潮坪上，底栖微藻通过捕获及粘结碎屑质点而促进了沉积作用；若此等藻由于水体污染而死亡，则潮坪的侵蚀作用将加强，潮道中的沉积速率就加快。

另一方面,摄食活动会降低底质的稳定性。球粒化有时使底质表面孔隙度增高,粘性降低,泥质易被侵蚀而再悬浮。

由于掘穴活动或食泥动物的摄食活动使沉积物遭受生物扰动作用,生物扰动多发生在表层 10—15 cm 内,其效应是破坏层理构造、使沉积物的孔隙增大、含水量增高。有时还可出现垂直分选作用,因食泥动物所抛弃的不能食用的颗粒多落入潜穴底部。生物扰动作用不仅改变底部沉积物的物理性质(形成生物斑团构造、潜穴,图版 II-4),而且改变其化学成分。因再悬浮或溶解作用,表层 10—15 cm 内的沉积物多次与上覆水体接触而发生物质交换,营养盐也释放入水中,这就是河口湾生物生产力高的重要原因之一。

七、沉积特征

河口湾沉积物的物源主要来自河流载荷及外海,较次要的物源有湾内的沿岸侵蚀产物及生物骨屑、球粒等。河口湾沉积物的物质成分以矿物碎屑为主,另外还有生物碎屑及自生组分。由湾头向海常出现矿物成分的明显变化,这种变化是由于物源不同、沉积分异作用及成岩变化所造成。生物碎屑多为钙质壳(牡蛎、贻贝及腹足类)及有机质,有时可在局部富集成贝壳滩、潮道滞留介壳层以及泥炭层。 未污染的河口湾中粉砂、泥含有机碳多 <5%,砂多 <1%。

1. 沉积相序列

沿河口湾长轴方向常出现岩相的依次更替,即河口湾河流相组-河口湾相组-河口湾海相组(表 2-2)。河口湾内沉积相的类型决定于动力过程(短期过程为波浪、潮汐作用;长期过程为海平面的上升速率)。如沉积速率超过海面上升速率,则河口湾相组将向外推进。实际上,河口湾沉积往往由多个海侵旋回所组成。

表 2-2 河口湾环境海侵沉积序列 (Nichols, 1985)[63]

河流 ——→ 海

垂向↑	河口湾河流相组	河口湾相组	河口湾海相组
			粗砂,块状构造,或交错层理构造;细砂及粉砂层组成的潮流沙脊,具低角度交错层
		粉砂、泥,夹透镜状沙体	
	块状粉砂、泥,含丰富的植物碎屑及根,向下递变为砂、砾石		

法国吉伦特河口湾属强潮河口湾,在纵向上的岩相更替为河口湾河流相组:上部河口湾相组和下部河口湾相组。河流相组由河床、边滩、沼泽相组成。上部河口湾由潮道、浅滩、潮坪相组成。下部河口湾由潮道、沙坝及潮坪相组成,砂层频率增大。

2. 低能河口湾沉积

低能河口湾又称静水河口湾。弱潮差,以盐水楔型河口环流为特征。这种河口湾底部平坦,没有明显的潮流通道。盐度的变化是决定沉积环境特征的最重要因素。沉积物

主要来自河流悬浮体的沉积作用，为纹层状粉砂和粘土，可夹薄层状或透镜状砂层。沉积物结构变化与湖泊相似，边缘粗，中心细。颜色呈黑、灰、绿及褐色。颜色反映了沉积环境的氧化还原电位，如黑色常是由于含有在还原条件下形成的介稳的水单硫铁矿（$FeS \cdot nH_2O$），随着水单硫铁转变为黄铁矿，沉积物也由黑变为灰或绿色。处于氧化条件下沉积物则多呈褐色或灰色。特征的沉积构造为由粗、细物质交互而成的水平纹层构造，或由于悬移载荷的季节性变化，或由于有机质种类、丰度的变化而造成。亦可出现潮汐层理*。常见介壳和植物碎片，有时可富集成断续的层，或出现牡蛎礁。潜穴、生物扰动构造可广

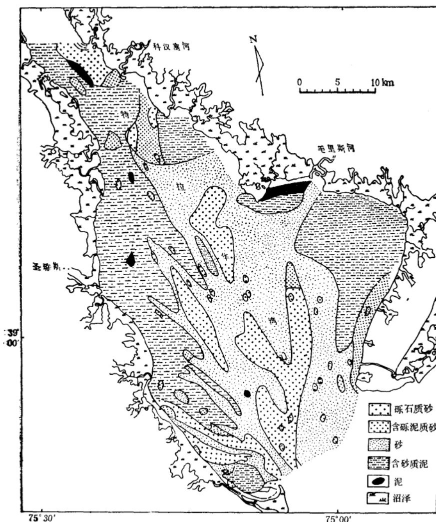


图 2-8　高能河口湾的潮流沙脊（Weil, 1977）

* 潮汐层理详见潮坪沉积体系一节。

泛发育，但取决于盐度、沉积速率、底质结构及暴露于空气中的程度。沉积速率在靠河流口门处较高。

3. 高能河口湾沉积

高能河口湾又称潮控河口湾。潮差中至高，环流为部分混合型至强混合型。这种河口湾具漏斗状形态，潮流流速可达 250—300 cm/s，搬运沉积过程主要与潮流作用有关。特点是湾内广泛分布砂质沉积，只在湾的边缘出现泥(图 2-8)。中潮河口湾分布涨潮三角洲和沙坝(与潮流流向垂直)。强潮河口湾出现与潮流流向平行的潮流沙脊(图 2-8)，长达数百米至数十公里，宽数百米，高数十米，是由于涨、落潮流会聚而形成的。沙体上发育了大的底形(沙波及沙丘;表 3-3)以及羽状交错层。此潮流沙脊与三角洲河口坝处的潮流沙脊的区别是砂主要来自外海。在此类型河口湾的向海方向上沉积物的粒度逐渐变粗，交错层理出现的频率增高。在潮道内出现大沙波，峰高 5—400 cm。交错层局部具有双向性，但倾向优势流向的为主且规模亦较大;单向的交错层为板状及槽状。生物扰动构造只发育在湾顶附近。在湾周围的低能边缘则出现很宽的泥坪，由涨潮流所携带的悬移质塑造而成。

4. 河口湾沉积的判别标志

(1) 此层序在剖面中常与陆相(海侵序列)或海相地层(海退序列)相接，并常和障壁层序共生。

(2) 单个旋回不厚，多由若干个旋回组合在一起，分布范围仅为数十或数百平方公里。

(3) 弱潮河口湾层序具有向上变细的趋势，粉砂、泥是最主要的沉积类型。中、强潮河口湾层序此趋势不明显，且砂质沉积占有一定比例。

(4) 具有交错层理构造以及潮汐层理构造，以潮汐作用为主的河口湾常发育大型交错层理，交错层具有明显的双向性。

(5) 含有丰富的半咸水至正常海相生物，但门类有限。

八、钱塘江河口湾

因涌潮而闻名于世的我国浙江省钱塘江河口湾(包括杭州湾)属典型的强潮河口湾，平均潮差 5.48 m，总体呈漏斗形(图 2-9)。可分为三段：(1) 上段位于杭州以西，长 80 km，不受潮流搬运物质的影响。(2) 中段，杭州至澉浦之间，长 101 km。此段为宽度逐渐加大，由 1 km 变为 20 km，深 3—6 m，最深 10 m。分布有大的潮流沙脊系(粗粉砂组成)。(3)下段为澉浦-头蓬一线以东(即杭州湾)，长、宽均为 100 km，深 5—10 m。钱塘江属山区河流，年径流量变化很大，丰水期平均为 921 m^3/s，枯水期仅 15.4 m^3/s。涨潮时进潮量为 190000 m^3/s，故径流量/进潮量 = 0.01 (表 2-3)。由于河口湾由口向内宽度不断减小，故潮差逐渐增大，在湾口为 4 m，到澉浦最高可达 8.93 m，平均 6.45 m。由于巨大的进潮量以及湾深度较浅，故潮流流速很高，在澉浦平均达 4—5 m/s。澉浦涨、落潮流流速近似，而在海宁，涨潮流速较落潮流速快约一倍。涨、落潮流速强烈的不对称性必

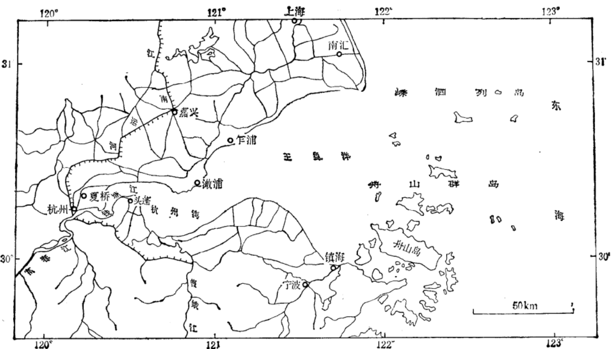


图 2-9　钱塘江口湾地理位置图

表 2-3 钱塘江河口湾的基本参数(冯怀珍, 1985)[109]

注入河流特征					河口湾特征				
平均流量 (m^3/s)	年平均径流量 (10^8m^3)	潮汐作用范围 (km)	平均悬浮体浓度 (mg/l)	年平均悬移载荷量 (10^6t)	潮差 (m)	Q_1^*/Q_2	沉积物类型(%)		
							砂	粉砂	粘土
921	290.5	270	160	6.68	5.45	0.01	15.9	83.0	1.1

* Q_1——径流量； Q_2——进潮量

然导致碎屑物质搬运的不对称性，如钱塘江输送的悬移载荷每年平均为 6.68×10^6t，但潮流带入的要多得多，在澉浦断面即为 10×10^8t。

湾底的沉积作用受径流、潮流及两者相互作用的影响。上段只有河流沉积，为粉砂及砂；中段潮流与径流会聚而发生大量沉积，形成了潮流沙脊系，由粗、中粉砂及极细砂组成；下段以潮流搬运物质的沉积作用为主，杭州湾内除沿岸及靠近中段的部分出现细砂和粗粉砂外，75% 的面积为细、极细粉砂所覆盖。

根据钱宁 (1965) 的统计，沙脊形成的位置取决于径流量/进潮量的比值：

径流量/进潮量	沙脊的位置
>0.10	湾口外
0.02—0.10	过渡带
<0.02	湾　内

本区此比值为 0.01，故应分布于湾内。本区与强潮河口湾的典型沉积模式有所不同，沙脊是由粉砂组成，而且在向海方向上并不存在粒度逐渐变粗的趋势。这一方面是由于来源物质较细(来自长江口)，另一方面可能与湾内的特殊动力条件有关。

第二节　潮坪沉积体系

潮汐作用在地形极其平缓并有丰富的粘土、粉砂物质来源的滨岸地带塑造了潮坪 (tidal flat) 环境。从世界范围来看，强潮海岸(潮差 >4 m) 的潮坪宽阔而广泛，中潮区 (潮差 2—4 m) 潮坪狭窄。

潮坪多呈带状延伸，既可分布于开阔海的边缘，也可发育在半封闭的海湾、河口湾、潟湖的周边。潮坪的宽度、延伸范围变化很大，宽者可达数十公里，主要取决于潮差。欧洲北海潮差 2.4—4 m，潮坪宽为 7—10 km。中国江苏北部沿岸潮差 2—4 m，潮坪宽度约为 10 km。一般说来，形成潮坪环境的必要条件除地形、潮差外，还需要有丰富的细粒沉积物物源，并且波浪作用较弱；如物源不足或波浪作用太强，即使潮差大、地形缓，也不利于潮坪的发育。根据涨、落潮时露出水面的情况，可将潮坪环境分为潮上坪(平均高潮线至特大潮高潮线之间)、潮间坪(平均高、低潮线之间；图 2-10) 和潮下带(平均低潮线以下)。潮坪的主要部分是潮间坪，又可分为高潮坪 (high-tidal flat)、中潮坪 (mid-tidal flat) 和低潮坪 (low-tidal flat)。潮坪在横向上为一极平缓的向海倾斜的斜坡，坡降为 $(1—5) \times 10^{-3}$(0°3′—0°17′)。由于潮流的冲蚀作用，潮坪上发育有潮沟及潮道。

一、搬运沉积过程

潮间坪上碎屑物质以平行等深线的带状形式被反复地搬运、沉积。可将潮间坪划分为三个碎屑物搬运沉积带(图 2-10): (1) 悬浮载荷为主的搬运沉积带(高潮坪); (2) 床沙及悬浮载荷共存的过渡搬运沉积带(中潮坪); (3) 床沙载荷为主的搬运沉积带(低潮坪)。这些搬运沉积带控制了潮坪沉积物的结构变化。

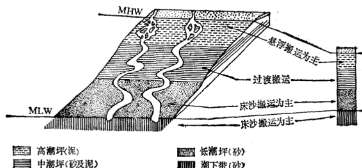


图 2-10　潮间坪上的沉积物搬运沉积带 (Klein, 1972)[78]
MHW——平均高潮线; MLW——平均低潮线

1. 悬浮物质的搬运和沉积

潮流携带的悬浮物质有两种来源: 一是来自滨外陆架,由涨潮流带入潮坪区;另一是来自潮坪沉积物的再悬浮。由于沉积滞后和侵蚀滞后两种效应, 使悬浮的粉砂和粘土在潮坪上发生净向岸迁移并堆积下来。

沉积滞后效应　沉积滞后效应是指质点沉降到底床上的时刻较潮流流速减小到不能悬移搬运此种质点的时刻为晚。当潮流减速后,悬浮质点沉降到底部需要一段时间,因此悬浮体浓度最低的时刻与平(憩)潮流速为零的时刻之间存在着滞后效应, 悬浮体也被带到较其开始下沉处更远的地方。如图 2-11 所示,由于涨潮流的作用, 质点 1 进入 AA′

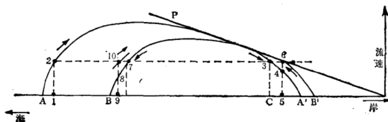


图 2-11　沉积和侵蚀滞后效应 (Postma, 1957)[63]
(P 切线与曲线 AA′, BB′ 的交点代表半潮时水体的最大流速)

水体中呈悬浮状态,随着流速的降低,在C点开始向底部沉降(流速为2),但由于涨潮流作用继续向前进,直到点5处才沉到底部,此时流速为4。在退潮时,此质点不能被AA′水体所带动,因为所需的起动流速大于AA′水体在该点的流速。BB′水体具有其所需要的流速,故将质点1从5点搬运到7点,在7处又开始下沉,到9处下沉到底部。在一个周期内,质点1由1处向陆搬运到9处。经多个周期后,质点就到达了落潮流不能再将其带动的位置而停积下来。

若涨潮海面以1 mm/s的高度上升,到高、低潮时的中间时刻后,潮流流速以0.1cm/s的速率减速。在水深1.5米处,有石英粗粉砂悬浮在离底4.8 cm的水柱中。若要使这些质点保持悬浮状态,则湍流的向上分速度必须≥0.2 cm/s(粗粉砂的沉速)。因湍流向上分速度是总流速的1/12,因此流速降至2.4 cm/s时,此粗粉砂质点即开始下沉。过1秒后,潮流流速减为 2.3 cm/s,而该处水深变为1.51 m。24秒后流速减到零,水深升至1.74 m。在此24秒内,粉砂颗粒沉到了底($24 \times 0.2 = 4.8\text{cm}$);但此质点在开始下沉后仍继续向岸移动了28.8 cm $\left(d = v_0t - \frac{1}{2}at^2 = 2.4 \times 24 + \frac{1}{2} \times 0.1 \times 24 = 28.8\right)$,此即为沉降滞后距离。

侵蚀滞后效应 潮坪上已沉积的质点在随后的落潮过程中又可能重新被潮流挟带进入搬运,颗粒被重新悬浮需要潮流流速超过颗粒起动流速度。前面已提到悬浮粗粉砂的最小流速是2.4 cm/s,但起动流速较悬浮最小流速要大得多。根据尤尔斯特隆图解,非粘性粗粉砂质点的起动流速是 20 cm/s,而粘性质点则需 64 cm/s。仍可用上面沉积滞后效应的例子来说明侵蚀滞后效应。当落潮时,潮流流速以0.1 cm/s增大,要达到20 cm/s需200秒后。在此阶段内,海面高度由1.74 m降至1.54 m,原悬浮颗粒的水体已向海移动了20 m$\left(v_0t + \frac{1}{2}at^2 = 0 + \frac{1}{2} \times 0.1 \times 200^2 = 20\text{m}\right)$,此20 m即为该颗粒的侵蚀滞后距离。在下一次再悬浮时又将滞后20 m。如此反复作用直到颗粒被向岸移动到不再能为落潮流挟带为止,除非有风暴浪、潮才能使其再悬浮。

由于一些潮坪区涨、落潮流在时间、速度上的不对称性,涨潮流流速大于落潮流流速,较大的流速具有较强的搬运及侵蚀能力,这也是产生侵蚀滞后效应的原因。如图2-11中的AA′水体不能使沉降到底部的颗粒再悬浮,而必须是流速更大的BB′水体,才有使其再悬浮的能力。

沉积滞后及侵蚀滞后效应将细粒物质推向岸边,同时由于继之而来的被暴露及变干燥,使难于被侵蚀而再悬浮;故潮汐作用占主导的潮缘区,细粒沉积物呈带状分布在潮坪上部。在潮间坪中部,泥质物质容易发生再悬浮,故在沉积物中所占的频率降低。由于同样的作用,泥质物质在潮间坪下部更难于被固定在沉积物中。

2. 床沙的搬运和沉积

当潮流流速超过10 cm/s时,潮间坪上的砂质点可被带动。随着流速的增大,砂质沉积带呈或小或大的底形迁移。以沙纹(波高<5 cm;表3-3)形式迁移的砂平均起动流速为50 cm/s;呈沙波、沙丘形式(波高≥5 cm;表3-3)迁移的砂平均起动流速为55—60 cm/s(图3-9)。呈沙纹或沙波、沙丘迁移的砂质物质堆积成具多种交错层理的潮坪砂体,

最典型的是双向流成因的羽状交错层。

二、沉 积 构 造

潮坪环境中流的双向性和能量的周期性变化(既发生在一个周期内,又有月、季的变化),以及物质来源中既有粉砂、粘土,又有砂,两者的综合效应就在潮坪环境中产生了一系列的特征沉积构造:羽状交错层、复合层理(潮汐层理)、再作用面及各种波痕。这些沉积构造的形成,不仅与潮流有关,波浪也是重要甚至是主要的营力。另外,潮汐的涨、落使潮坪在一天内有部分时间要暴露在空气中,产生了暴露构造。除上述的无机构造外,生物成因构造也很特征。

1. 波痕

潮坪上的潮流流速多为 30—50 cm/s,因此可在砂质底上形成大量小型波痕(波长<0.6 m)。而在潮沟和潮道中,潮流流速可达 1.5 m/s,故可产生大型波痕(波长 0.6—30 m)。潮坪上广泛发育的小型波痕既可是(潮)流成,也可是浪成,而且两者往往交织在一起,使波痕形态复杂化,如双脊波痕、削顶波浪、干涉波痕等。双脊波痕是由于落潮使水位下降而产生的,较深水时形成了较大的浪成波痕,随着水位的下降,波浪产生的较小表面波在原峰脊上又塑造了小型波痕,故形成双脊甚至三脊波痕(图版 I-1)。潮坪上常出现的脊圆谷尖甚至脊平的波痕(图版 I-2),即为削顶波痕,系浪成波痕(脊尖谷圆)在水位下降时被潮流或波浪将波脊上的物质搬运到波谷中所致。干涉波痕是由于不同方向的潮流、波浪或二者同时作用所造成的两组以上的波痕(图版 I-3)。

除横向波痕外,还可出现纵向(峰脊线与岸线垂直)波痕。高速潮流建造的大波痕(脊线与岸线平行)、落潮时水很浅、落潮流在其上冲刷出沟槽并在沟槽内流动,因而塑造了纵向波痕。

2. 羽状交错层

涨、落潮流分别向岸、向海流动,这种双向流动使底形呈现独特的羽状交错层(或称人字形交错层;图 1-12,图版 II-3)。涨潮流使沙波向岸迁移产生主要交错层系;落潮流又在其上形成向海倾斜的次要交错层系,或相反。这种正、反向层系之间往往被再作用面隔开。

涨、落潮流流速的不对称性的效应　羽状交错层是否出现,要受涨、落潮流流速的不对称性所影响。当涨潮流较强时往往只显示涨潮流塑造的沙波,而落潮流沙波则多被随后的涨潮流冲刷掉了。Boersma 等(1981)[54] 对荷兰韦斯特斯凯尔特河口湾内砂质潮坪上的羽状交错层进行了详细的研究。该潮坪附近的平均大潮潮差 4.9 m,涨潮流速大于落潮流速。沉积物以细砂为主,底形有大型沙丘交错层及沙波交错层,两者都具有双向性特征。揭皮表明,主要为平行涨潮方向的交错层,落潮流方向的很次要。在平行涨潮方向交错层的剖面内可以辨别出若干个加积束状体(图 2-12 中的 F_1-F_5),彼此间被倾角平缓的遭受或未遭受侵蚀的泥面所隔开,后者代表了涨潮沙波迁移的停顿阶段,称之为停顿面(pause plane)。

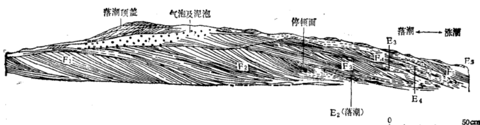


图 2-12 荷兰韦斯特斯凯尔特河口湾潮坪砂体的羽状交错层的横剖面图
(揭皮素描，Boersma, 1981)[94]

F_1—F_5——连续涨潮相的束状体；E_2—E_5——落潮相束状体

大、小潮更替的效应 羽状交错层理的内部特征和方向性不但受潮流流速的不对称性所影响，还要受大、小潮的交替所控制。随着从大潮过渡为小潮，沉积物的被侵蚀改造深度亦随之变化，故大潮时塑造的羽状交错层得以保存，而小潮时形成的常被侵蚀掉。大、小潮时底流流速不同，而且涨、落潮流的相对强度亦有差异，故大潮时底形迁移的距离远，小潮时迁移的距离近，沙波的规模有很大差异，前积层优势倾向有差异(图 2-13)，小潮时部分束状体以平行落潮流向为主。

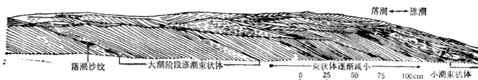


图 2-13 荷兰韦斯特斯凯尔特河口湾砂坪上中等潮流活动地段大潮-小潮周期内层理特征的变化
(Boersma, 1981)[94]

3. 潮汐层理

由于平潮时悬浮的粘土、粉砂质点沉积下来，涨、落潮底流速 >10 cm/s 时它们则保持悬浮状态，而以床沙载荷的搬运和沉积作用为主。床沙与悬浮载荷的交替堆积所组合成的潮汐层理，也是潮坪环境的特征沉积构造，其中以脉状层理(图版 II-1)及透镜状层理(图版 II-2)较常见。脉状层理是由于悬浮的泥质沉积在沙波波谷内而构成的。透镜状层理是因为砂量不足形成不连续的沙波后，再沉积泥质而组成的。界于两者之间的则为波状复合层理。

理想的潮汐层理的模式是通过野外试验后提出的 (Reineck, 1968)[108]。每一个潮周期内产生的层系应分为四层：平、憩潮时(流速<10 cm/s 时)，由悬浮质沉积两层泥；涨、落潮时的较高流速(>10 cm/s)沉积两层以沙波形式迁移的砂(图 2-14)。优势潮流(多为涨潮流)阶段形成较厚的具斜层理构造(前积层倾向涨潮流流向)的砂层；平潮时在砂层上沉积了一层泥；次要潮流(多为退潮流)阶段侵蚀冲刷涨潮阶段的砂，形成再作用面并堆积了具沙纹交错层(倾向落潮流流向)的砂层；最后的憩潮阶段又沉积了第二层泥。平、憩潮

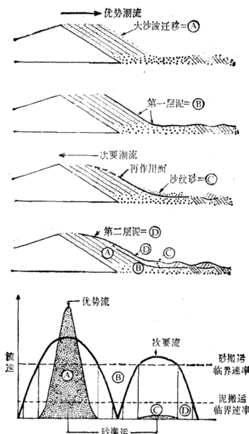


图 2-14 潮汐层理形成过程图解（Visser, 1980; Allen, 1982）[105][40]

A——主要潮流阶段； B——第一次平潮阶段； C——次要潮流阶段；
D——第二次憩潮阶段

时产生的两层泥称为双粘土层，双粘土层以及其间的细砂层统称之为束状体。束状体厚度是变化的，大潮时厚度增大，小潮时减小。两层粘土并不都能保存，有时一层被侵蚀成断续状或完全被侵蚀掉。

由于大、小潮期内的潮流流速有显著差异，底部沉积物被侵蚀、改造的深度亦随之变化。根据 Hawley(1981)的实验得知，平均最大潮流流速如超过 24—33 cm/s 则平、憩潮时沉积的 10 mm厚的泥质层将再悬浮而被冲刷掉。我国苏北王港潮坪在一个小潮-大潮期内(5天)共堆积了 5.1 mm 厚的沉积物，为中、细粉砂互层，是大、小潮能量变化造成的，而不是一个潮周期内涨(落)潮与平(憩)潮更替的产物。法国吉伦特河口湾潮坪上每星期只沉积一薄层泥。

4. 再作用面构造

再作用面构造是一截切交错层层系的曲面，与下伏交错层细层的倾向一致，但倾角较

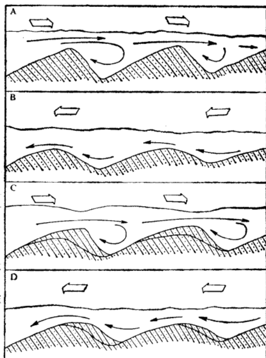


图 2-15 再作用面构造的发育过程（Klein, 1970）[62]
A，C——建设阶段(优势潮流相)； B，D——侵蚀阶段(次要潮流相)

缓，为潮坪环境特征的构造(河流环境也可出现)。优势潮流相(涨潮或落潮)时，产生了大的沙波，沙波的迁移形成了交错层(图 2-15)，这是潮流的建设阶段。但当转变为次要潮流相时，原先沙波的背流面因转变为向流面而遭到部分侵蚀，成为一平滑的表面，即再作用面，这是潮流的侵蚀阶段。下一个周期开始后，优势潮流又在此再作用面上建设另一组交错层，随后的次要潮流相又将塑造第二个再作用面。

Boersma (1981)[54] 认为将再作用面称为停顿面更合适。 它代表优势流向沙波迁移的停顿阶段，因同时伴随着发生悬浮沉积，故往往覆盖有一层泥盖。因遭受次要流侵蚀的程度不同，故停顿面的倾角有差异，侵蚀程度高的则倾角缓．由大潮向小潮过渡，憩潮时间加长，悬浮沉积量增大，泥盖使停顿面愈益变得明显(图 2-13)；又因落潮流逐渐增强，停顿面的倾角亦渐变缓。

三、沉积相序列

潮坪沉积物主要由粉砂、粘土及细砂组成，多数情况下以细粉砂为主，但强潮区可以砂为主(如加拿大芬迪湾)。 潮坪沉积物的粒度变化规律是由低潮线向高潮线逐渐变细，因为能量条件及淹没时间有差异。低潮线附近，波浪能量较高，潮流作用的时间也较长，

对细粒物质的簸选进行得较充分。簸选出的细粒质点既向岸迁移，也向潮下带扩散。高潮线附近，波浪及潮流的能量都较低，同时由于沉积滞后及侵蚀滞后效应，故有利于粉砂、粘土的沉积。潮坪环境由岸向海可进一步划为潮上坪相、潮间坪相、及潮下带相，另外还有潮道相。

1. 潮上坪相

潮上坪仅在特大高潮及风暴潮时才被淹没。干燥气候下的潮上坪裸露着松散的粉砂、粘土(如黄河三角洲潮坪)，并可出现蒸发盐-石膏(如美洲加利福尼亚湾潮坪)。特征的沉积构造是干裂，石膏晶体充填在干裂缝中。粉砂、粘土形成纹层构造，耐盐植物的根也可造成波状纹层构造。干裂及石膏晶体的结晶作用常破坏纹层。湿润气候下潮上坪多发育为盐沼，其中温、寒带为草沼(如北海潮坪、芬迪湾潮坪)，湿热气候为红树林沼泽(如尼日尔河三角洲潮坪等)。盐沼内耐盐草的茎和叶对潮流及波浪有阻尼效应，减小流速、降低能量，还能阻留水体中悬浮及推移搬运的粉砂、砂质点，加速了垂向加积作用；根能固定沉积物，减少再悬浮。某些植物能形成特殊的微化学环境，如排出盐使其周围水体的盐度增大，而促进粘土的絮凝作用。盐沼沉积物的特征是具有网状植物根及丰富的有机质。由于粉砂、细砂常围绕草根堆积，故形成波状纹层。植物稀疏的部分常受到生物的强烈扰动，生物钻孔发育，并有爬迹、觅食迹，也可出现干裂构造。由于风暴浪在潮上坪下部破碎，故这里粒度较粗。

2. 潮间坪相

潮间坪是垂向加积和横向加积的混合带。Reineck (1975) 提出，将潮间坪从平均高潮线至平均低潮线依次划分为泥坪、混合坪及砂坪，或称为高潮坪、中潮坪及低潮坪(Klein, 1978)[216]。泥坪多以粉砂为主，含一定量的粘土及一定量的砂。潮间坪沉积物向海结构变粗的规律是存在的，但粒度变化的范围取决于物质来源及环境的能量水平；如我国苏北沿岸潮坪仅从中、细粉砂 ($Md = 5.56\phi$) 变为粗、中粉砂 ($Md = 4.03\phi$)，而加拿大芬地湾潮坪则由粘土质粉砂过渡为砂。

高潮坪(潮间坪上部)被淹没的时间仅占潮周期的 $\frac{1}{3}$，而高潮阶段潮流流速又很低，故以细粉砂、粘土的悬浮搬运和沉积作用为主。沉积物多由粘土质粉砂夹透镜状细砂组成。粉砂、细砂的沙纹交错层与悬浮沉积的水平纹层构成了脉状层理；此外，还常见干裂构造和生物扰动构造。由于细粒底质适合内栖动物生活，而且露出水面时间长，生物钻孔可钻得很深，故高潮坪生物扰动构造较发育。中潮坪被淹没的时间约占潮周期的 $\frac{1}{2}$，悬浮沉积与床沙沉积量近于相等，产生了砂和泥的互层。由于砂、泥比值的不同可形成脉状或透镜状层理。暴露构造也常出现。生物扰动中等。低潮坪在一个潮周期内有 $\frac{2}{3}$ 的时间被淹没，沉积物多为砂。低潮坪的砂体出现在潮流底流速大的地段，常呈线状，走向平行主要流向。结构变化很大，可为细砂至粗砂。具羽状交错层构造，但束状体的倾向多和主要潮流流向一致，并被再作用面(停顿面)所隔开，次要流向则形成叠加的沙纹交错层。因为底质受潮流作用而迁移频繁，故不利于生物扰动构造的发育和保存。

潮沟是潮间坪上的重要地貌形态，其底部的滞留碎屑除砂、泥砾外，还有介壳、泥炭及植物根。系潮沟迁移时将沉积物中的壳体及植物碎屑冲刷出而富集在沟底之故。潮沟横向迁移的速率在德国北海部分潮坪上是 25—100 m/a，在泥坪上是 25 m/a；同时发现潮坪总面积的 58% 在 1968 年一年内受到潮沟的改造。

上述分带模式与实际情况有很大出入。很多潮间坪完全为泥质的，或者完全是砂质的。潮间坪向海推进速率主要取决于物质来源，我国江苏盐城王港泥坪的向海淤长速率为 50m/a，而荷兰、法国西北和阿拉斯加符纳盖阿穆潮坪的推进速率分别为 4.9 m/a、1.0 m/a 和 12.0 m/a。潮间坪的向海推进使在剖面上由下至上依次出现低潮坪砂、中潮坪砂、泥互层及高潮坪泥。

3. 潮下带相

潮下带仍以潮流作用为主，但波浪的影响更加明显。从地质历史的观点来看，潮下带沉积具有重要的意义，因为能保存下来的潮坪剖面往往以这种沉积为主。 本带沉积物类型多种多样，可以砂为主夹少量粉砂，或砂、粉砂互层，也可因物源的影响以粉砂为主。沉积构造可见潮汐层理、沙纹交错层理及羽状交错层理。有时，潮道相在本带中具有重要的意义，因为潮道沉积的厚度大致等于潮道水深（如北海潮坪潮道水深可达 15 米）；而潮间坪沉积的厚度不会超过潮差。故二者相比，潮间坪沉积仅为一薄的盖层，而且常常受到侵蚀。但有些潮坪（芬地湾）不存在潮道相。

4. 潮道相

潮道（tidal channel）是潮流自开阔海进入潟湖、潮坪的主要通道。潮道与潮沟的区别是规模大、发育在潮下带，而后者小得多且发育在潮间坪上并间隙性有水。由于潮流要在潮道一侧发生沉积作用，就促使潮道发生横向迁移，例如美国纽约长岛南的法伊厄岛潮道在 115 年（1825—1940）期间向西迁移了 8 km。法伊厄岛潮道由于横向迁移在剖面

表 2-4　潮坪的沉积特征

地区	潮差（m）	气候	沉积特征		
			潮上坪	潮间坪	潮下带
中国江苏北部沿岸潮坪	2.5—3.0	温和	上部有盐沼，底质为中、细粉砂	泥坪为粘土质粉砂与中、细粉砂成互层；生物扰动构造发育；砂坪为粗、中粉砂互层，具小型及羽状交错层	粗粉砂，具浪成沙纹层理及平行层理
北海潮坪	2.6—4.1	温和	盐沼	粉砂、泥、砂互层，泥坪、砂坪交替；砂坪具潮汐层理，泥坪生物扰动构造发育	砂、泥互层，具潮汐层理，潮道相发育
美国佐治亚洲潮坪	平均1.06—1.25，大潮1.5—2.1	温暖	茂密盐沼	上部盐沼发育且很宽；下部为很窄的砂、泥互层带，具潮汐层理	具潮道相
加利福尼亚湾潮坪	平均 5.0，最高 8.0	干燥	粉砂，含石膏晶体	仅有粉砂质粘土组成的泥坪，生物扰动构造发育，层理构造消失	粉砂质粘土，沉积速率高，纹层构造，无生物扰动构造，无潮道相
加拿大芬迪湾潮坪	平均 11.5，最高 15.0	温和	盐沼	泥坪很窄，砂坪为主，大沙波发育，有羽状交错层理及再作用面构造，生物扰动构造不发育	无潮道相

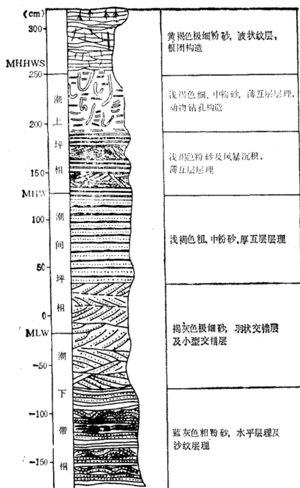


图 2-16　苏北王港潮坪柱状图(任美锷，1985)[109]

MLW——平均低潮线；MHW——平均高潮线；MHHWS——大潮平均高高潮线

上出现下列单元：(1)潮道底部滞留砾石，由岩屑、介壳等组成；(2)深潮道单元(厚5.5 m)，一组透镜状砂体，发育了向落潮方向倾斜的再作用面；(3)浅潮道单元(厚0.75 m)，平行层理的存在说明处于高流态。深、浅潮道单元即边滩沉积。

多数书籍中所介绍的潮坪沉积模式都是以北海潮坪的资料为依据，实际上，各个地区、不同环境下的潮坪差别很大(表 2-4)。大多数潮上坪为盐沼，但气候干燥的地区则不出现，甚至有盐类矿物(石膏)产出。受物质来源及潮差的影响，潮间坪可依次出现泥坪、混合坪、砂坪，但也可仅存在泥坪(中国苏北潮坪、北美加利福尼亚湾潮坪)，或以砂坪为主(加拿大芬迪湾潮坪)，或大部为盐沼占据(美国佐治亚州潮坪)。虽北海也有盐沼，但与佐治亚州潮坪相比则称为无植被潮坪。潮道相在潮下带占有相当大的比重(如北海)，但亦

可无此相或发育很差。

进积潮坪体系在剖面上表现为向上变细的层序，潮间坪相之上覆盖了潮上坪相（图 2-16），总厚度相当于最大潮差。底部为砂，具羽状交错层理(低潮坪亚相)；中部为泥、砂互层，脉状层理、沙纹交错层理及生物扰动构造(高潮坪亚相)；顶部为泥，含丰富的植物根，波状层理、水平层理及干裂构造(潮上坪相)。

四、中国的现代潮坪沉积

现代潮坪在我国沿岸广泛发育，共长约 4000 km，占我国大陆岸线总长的 25%。辽宁、河北、山东、江苏、浙江、福建、广东的沿岸都有分布(图 2-17)，以江苏沿岸的潮坪最长

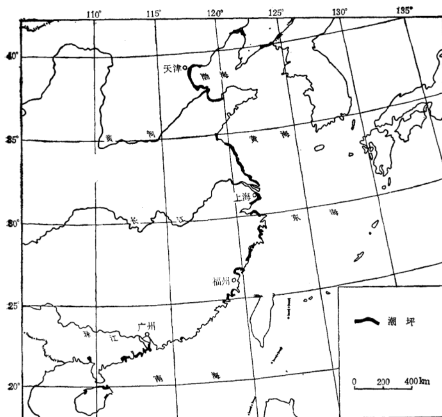


图 2-17 中国现代潮坪的分布(任美锷，1985)[109]

最宽。辽宁、河北、山东及广东沿岸属弱潮潮坪（潮差<2 m)；江苏沿岸为中潮潮坪(潮差 2—4 m)；浙江、福建沿岸为强潮潮坪(潮差>4 m)。根据所处的自然地理环境的不同可将我国潮坪划分为三种类型：(1) 海湾型，潮坪位于小海湾顶部，分布不连续，延伸不远，被

岩岸和海滩分隔。浙江、福建、广东的潮坪大都属这种类型。(2) 开阔海岸型,渤海湾、莱州湾、江苏的潮坪属这种类型,延伸远且稳定。(3) 河口型,分布在钱塘江、长江及珠江河口沿岸,以长江河口南岸最宽。潮坪又可分为进积(淤长)型及退蚀型,这取决于物质来源和波浪、潮流强度之间的平衡关系。如江苏滨县东废黄河口附近沿岸潮坪即属退蚀型,由于黄河自 1855 年后改道流入渤海,故缺乏新的物质来源,已后退了 17 km。进积型必须具有充足的物源。江苏王港潮坪由于得到老黄河三角洲堆积物的补给,宽度达 10 km 以上,属进积型。

我国现代潮坪沉积物主要来自黄河、长江及珠江三条大河的供给。渤海、江苏的潮坪物质显然来源于黄河。长江的大量悬移质入海后向南搬运直至福建,形成长达 800 km 的"泥流",这对浙江、福建沿岸潮坪的建造起了决定性的作用。珠江入海后的悬移载荷在沿岸流的作用下向西扩散,为广东西部的潮坪提供了物源。我国现代潮坪多属泥坪,沉积物主要由粉砂组成,因为黄河、长江、珠江悬移载荷的 *Md* 分别为 0.007、0.009、0.007 mm,都属粉砂的范围。

江苏王港潮坪是研究得较深入的地区,潮上带最宽达 4 km,潮间坪宽约 10 km。因沉积物主要来自废弃黄河三角洲,故潮上坪、潮间坪、潮下带上部的沉积物都以粉砂为主,但分带性仍很明显(图 2-18)。

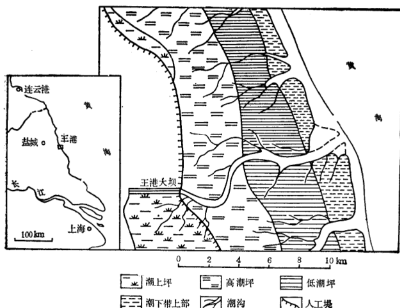


图 2-18 苏北王港潮坪沉积相分带(任美锷, 1985)[109]

1. 潮上坪

潮上坪暴露的时间在一年内约占 94—96%,其上部仅在台风或特大天文潮时才能被海水淹没。潮上坪上部主要为盐沼,耐盐草茂密,但下部植被稀疏。上部底质为细粉砂,

粘土含量仅15%；下部为中粉砂，粒度变粗是由于暴风浪常在这里破碎。沉积构造以纹层为主，但常见由于干裂而形成的不连续的波状纹层。泥裂、蟹的钻孔（U形，40—60 cm深）及根团构造很普遍。

2. 潮间坪

又可分为高潮坪和低潮坪，以7月份的小潮平均高潮位为界。高潮坪宽约4 km，沉积物以黄色细粉砂为主，粘土含量 <15%。上部由粘土质粉砂和中细粉砂组成较厚的互层（2—4 cm厚）；下部互层变薄（0.1—1 cm）。以互层层理为主，下部出现砂纹交错层理。最上部有耐盐草生长。生物扰动强烈，蟹（锯脚泥蟹）形成的钻孔达10—50个/m^2。泥螺和光滑蓝蛤也大量分布。低潮坪宽度在5 km以上。较厚（2—5 cm厚）的砂质粉砂、粗粉砂与较薄（厚度<2 cm）的中细粉砂成互层，沉积构造也以互层层理为主。潮沟发育，主潮沟（宽12—30 m，深1—1.2 m）又分叉出许多小潮沟。大的潮沟内有边滩分布。低潮坪波浪作用较强，因此波痕较发育。潮沟沉积中有羽状交错层。

3. 潮下带

沉积物为蓝灰色的粗粉砂，但平均粒径较低潮坪沉积稍细。沉积构造为砂纹交错层理及平行层理。

总的看来，王港潮坪的沉积物具有以下特征：（1）由陆向海粒度逐渐变粗；潮上坪下部的例外情况是由于风暴浪作用在那里较强之故。分选性由海向岸逐渐变差，是因为悬浮沉积的频率逐渐增大所致。涨潮流速大于落潮流速，以及沉积、侵蚀滞后效应，故将细粒物质向岸搬运。同时因为最大涨潮流速出现在低潮位，即开始涨潮时，故使低潮坪的细粒物质能被带向岸。（2）沉积构造以互层层理为主，潮汐层理很少见。可能因为来源物质是废弃黄河三角洲的粉砂，缺乏砂，故形不成透镜状、脉状层理。而且本区潮沟较之北海潮坪上的数量少、水浅，潮流大都呈片流流动，也不利于形成潮汐层理。

五、潮坪沉积的鉴别特征

（1）构造环境，虽然潮坪与地质构造环境之间不存在明显的联系，但大规模的潮坪多发育在稳定陆架的边缘。

（2）沉积体形态，呈长板状体，潮间坪沉积体一般仅数m厚。如层系很厚则必然包括海、陆相多个旋迴。

（3）岩性，陆源碎屑潮坪的沉积为粉砂、粘土和砂。潮间坪上部以粉砂、粘土为主，下部砂增多。

（4）沉积构造，双粘土层及束状体是识别潮坪沉积的最特征构造。中、细粉砂、砂形成的互层层理最常见，还可出现透镜状、脉状、波状复合层理及羽状交错层理、再作用面构造，潮道中可出现大型板状交错层。泥坪相上部常出现浅水暴露标志——干裂及爬迹。不同程度地具有由软体动物及蠕虫所造成的生物扰动构造。盐沼相具有纹层、波状层理及植物根。

（5）生物，潮坪环境生物是丰富的，门类因地而异。主要动物碎屑为腹足类及瓣鳃

类，常夹有植物碎片。

(6) 剖面相组合，潮坪沉积常位于陆相和海相之间，多处于进积岩相序列中。薄层的潮坪沉积往往覆盖在砂质潮汐三角洲相或河口湾沉积之上。

第三节　海岸潟湖沉积体系

海岸潟湖 (coastal lagoon) 就是被障壁岛从毗邻海域中隔离出的沿岸半咸水或咸水区，与海洋仍保持沟通或有限沟通。被珊瑚环礁封闭的具湖泊特征的水域也属潟湖，但不是海岸潟湖而称为环礁潟湖。潟湖大小不一，小者长仅数十米，大者可长数百至数千公里，但深度超过 10 m 者罕见。海岸潟湖遍及全世界，沙坝-潟湖海岸占现代岸线总长的 13%，以非洲、北美比例最高，分别为 17.9% 和 17.6%。

海岸潟湖与河口湾都属岸湾，两者的区别是，潟湖受径流影响较小，河口湾则受径流与潮流的综合作用。前者与海洋沟通的潮流通道较小，水体交换较差；后者的通道宽，水体通过量大得多。另外，潟湖及河口湾的形态、走向不同，潟湖多成伸长状，长轴平行岸线，而河口湾多呈漏斗状，长轴垂直岸线。

一、潟湖的形成

第四纪冰期后 (6000—7000 年前) 海面上升，在世界上许多地区形成了平行海岸的障壁岛。障壁岛是岸线外并与之平行的长形堆积体，可能有二种成因：(1) 波浪破碎产生的沙坝上升而成；(2) 沿岸流形成的沙嘴破裂后产生了进潮口。障壁岛使沿岸部分水域与海洋隔离，仅借助于潮道(障壁通道)相沟通，被隔离的部分即发展为潟湖。因此，潟湖形成的根本原因是海面升降运动。澳大利亚维多利亚州吉普斯兰潟湖的发育历史是一个很好的例子。约 70000 年前(晚更新世的间冰期)海面高于现代海面，吉普斯兰东部的溺谷湾的陡崖海岸前方发育了一条沙坝(称为早期沙坝)，使湾部分封闭，形成了小潟湖(图 2-19B)。末次冰期海面下降前，生成了一个向东北伸展的沙嘴(称为内沙坝)(图 2-19C)，将整个湾隔离，形成一个大潟湖系。末次冰期时，海面下降潟湖水流失，河流穿越早期沙坝和内沙坝(图 2-19D)。全新世海侵时，潟湖又恢复(图 2-19E)。海面达到现代高度时又形成了外沙坝(图 2-19F)。

适宜的气候也是潟湖存在的重要条件，干旱、半干旱环境径流量低，才使潟湖不易被淡化。雨量充沛的地区，水系发育，而有利于河口湾的形成。

潟湖的寿命很短，多小于 1000 年，许多末次冰期后形成的潟湖，现已淡化变为淡水湖，或因很浅易被淤塞而淡化为沼泽。在较开阔岸段，强烈的波浪作用或破坏沙坝，或推动沙坝向陆迁移而使潟湖消亡。

二、环境的物化参数

潟湖环境不同于正常的海洋环境，是浅水低能系统，潮流、波浪的作用都不很强。潟湖的水文状况主要取决于淡水、咸水的补给量以及蒸发速率。最简单的模式认为，有两层

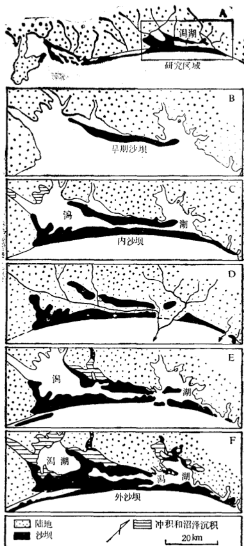


图 2-19　澳大利亚吉普斯兰潟湖的发育过程 (Bird, 1966)[9]

A——潟湖位置； B——形成早期沙坝及小潟湖； C——形成内沙坝（沙嘴）及大潟湖系； D——海面下降，潟湖被破坏； E——海面上升，潟湖系恢复； F——形成外沙坝

稳态流通过障壁通道 (Emery, 1958)[9]。第一种情况是当径流量高于蒸发量时，发育为类似河口环流系统(图 2-20)，低盐度的水由表层向外流出，海水由下层向内流入，潟湖水体盐度低于正常海水。另一种情况为“逆河口环流”系统，蒸发量高于径流量，潟湖水体盐度大于海水，故表层为入流，底层为出流。但这只是理想的模式，实际的潟湖要复杂得多，

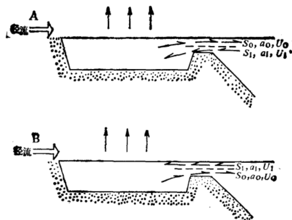


图 2-20 潟湖水体的双层结构（Emery，1958）[5]

A——河口环流型潟湖，径流量＞蒸发量； B——逆河口环流型潟湖，蒸发量＞径流量；
S——盐度； a——横截面面积； U——流速； I，O——入流，出流

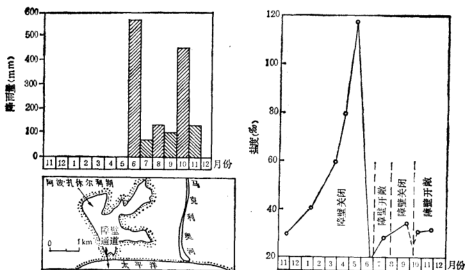


图 2-21 墨西哥太平洋海岸潟湖盐度的季节性变化（Mee，1977）[110]

而且大都不是稳态系统，环流体系与净蒸发体系在一年内可多次交替出现（图 2-21）。

对环流及潟湖内环境特征起重要影响的潮汐作用强度要取决于潟湖的规模、潮差和障壁通道的宽度、形状。狭窄或长的通道及浅潟湖将大大减弱潮流的能量。径流量很大，但潮差很小，则进入潟湖的潮流将很弱，潟湖水体盐度就很低。

热带和极地潟湖的水文状况的年变化最显著。热带潟湖在雨季时变为半咸水甚至只有出流；旱季时由于蒸发量极大，水体变为超咸水，环流破坏，成为净蒸发体系。如墨西哥

太平洋沿岸的阿波扎休尔科湖，在雨季时环流发育，水体盐度10—30‰，在旱季障壁通道近乎关闭，出流停憩；潮流由于克服不了沿岸流使通道堵塞的效应，故不能成为入流进入潟湖。强烈的蒸发作用使湖水的盐度可达到118‰（图2-21）。

潟湖的化学状况尤其是含盐性质主要受气候条件及与开阔海洋隔离的程度所控制。潟湖常是多盐或高盐的。多盐是指水体的盐度在一年内可从半咸水变为超咸水。降雨量季节性变化特别明显的中纬度区的潟湖往往是多盐度的。澳大利亚里夫湖在雨季时为淡水，在旱季几乎干涸变为超咸水。极地潟湖的多盐度性也十分明显。夏季由于冰溶化而有径流注入，湖水的盐度降低；冬季冰封住了通道口，湖面亦被2 m厚的冰覆盖着，冰层下的湖水盐度就很高。而且，同一潟湖内可存在多种盐度环境，近口门处与毗邻海域的盐度相似，向内则淡化或咸化。

潟湖水体富含营养元素（磷、氮），有些可能是由河流所供给，但无重要陆源物源的许多潟湖，营养元素水平亦比邻近海洋高。出现这种情况的主要原因可能是由于无机碎屑沉积速率低，沉积的有机质在水-沉积物界面上能被细菌充分作用而转化再生为营养物质，同时由于水浅又极易被搅起而重新进入水柱。所以潟湖环境具有较高的低级生产力。潟湖周围分布有沼泽，随着气候条件的变化而生长红树林（湿热气候），盐沼植物（干燥气候）或芦苇（温带）。潟湖平静且浅的水体中则生长单子叶植物。浮游植物（硅藻、绿藻、隐藻等）较丰富且多样。浮游动物丰度较低，有的潟湖虽然数量多但种群有限。常见的浮游动物为介形类、桡足类。底栖动物的优势种群是环节、甲壳及软体动物（腹足类和双壳类）。对于潟湖内生态系统发生影响的最主要因素是与海洋隔离的程度以及纬度。各个潟湖甚至同一潟湖内的不同部分，生物的数量和种类是不同的。总之，盐度异常使动物种类贫乏，但单个属种的数量却多，并出现畸变（个体变小、壳变薄等）。但潮汐通道附近的正常盐度条件，则有利于正常海相生物的生存。

三、沉 积 特 征

潟湖通常是低能环境，往往缺乏大量陆源碎屑物质的供给，而有利于发生生物及化学沉积作用。沉积速率比较低。

潟湖沉积的组成物质有碎屑及化学沉淀物，以碎屑为主（包括它生碎屑及内源碎屑）。它生碎屑主要来自障壁、外滨，也有部分来自陆地（图2-22）。它生碎屑沉积以砂为主，次要的为粉砂、粘土。砂在潟湖内呈斑块状分布，多出现在障壁附近。砂的来源有：（1）由涨潮流带入潟湖，呈涨潮三角洲的形式存在。（2）风将障壁岛上的海滩、沙丘物质吹入，堆积在靠障壁一侧。（3）风暴潮及巨浪冲越障壁而将障壁物质带入潟湖内，堆积成较大的冲溢扇砂体。潟湖深水部分为粉砂和粘土，可来自陆地，也可来自外滨（潮流带入），富含有机质。热带海岸潟湖沉积物可能全为碳酸盐质内源碎屑——生物碎屑所组成（详见第五章）。高盐潟湖中可形成盐类的化学沉淀，石膏呈大的晶体分布于泥中，此时孔隙水的盐度可达到200‰。潟湖内一些孤立的超咸水体（盐度300‰）中还可以发生石盐的化学沉淀。

沉积构造可为斑团、块状（均质）及层理构造。因底栖及底内动物的扰动作用而成的斑团构造发育于近岸的富含有机质的泥质物质中，是潟湖沉积的特征而广泛的构造。块

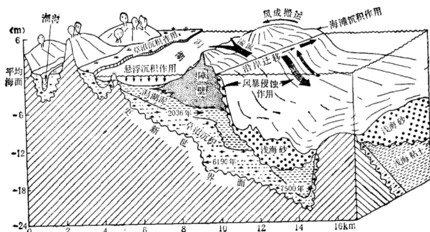


图 2-22 潟湖沉积作用模式（Kratt，1973）[71]

状构造出现于潟湖中部水深较大的细粒沉积中，也可为纹层构造。沙纹交错层理构造发育于障壁附近的砂质沉积中。

四、潟湖沉积的判别标志

（1）在剖面中常处于陆相地层和海相地层之间，并与障壁岛沉积共生。

（2）沉积体成板状平行岸线分布。单个层序厚度多小于 10 m，面积为数至数十平方公里。

（3）靠障壁一侧为砂，富含介壳碎屑，内部为富含有机质或泥炭的粉砂和粘土，并可含蒸发盐矿物，如石膏、硬石膏、岩盐等。

（4）中部为水平层理构造以及生物扰动构造，近障壁处有小型交错层。

（5）生物种类单调，以底栖软体动物为常见，个体发生畸变，反映了半咸水及超咸水的环境。

第四节　海滩沉积体系

在波浪作用占主导的近岸带发育了海滩。海滩（beach）是沿岸分布的疏松沉积物堆积体，其范围在狭义上是从海蚀崖或沙丘到平均低潮线，但广义上是延伸到表层波浪对沉积物的搬运作用已很微弱的深度，即水深 10—20 m 处（Komar，1976），也就是近岸带的下界。本书将采用后一种定义。

海滩多呈狭长状，可延续数百公里。海滩的宽度变化很大，取决于近岸带及内陆架的坡度、沉积物来源和潮差。潮差小、物质来源贫乏，海滩往往很窄，宽度仅数米甚至不足十 m；相反则可宽数公里。海滩是近岸堆积环境中最广泛出现的地貌单元，虽可发育于各个气候带，但低纬度、雨量充沛的环境较之常年被冰覆盖的高纬度地带有利于海滩的发育。地

形陡峭的基岩海岸,若气候潮湿,则往往在岬角之间分布有小的袋状海滩(pocket beach)。三角洲、河口湾、潮坪等的边缘也可发育有海滩。

一、海 滩 剖 面

海滩横剖面上可以划分为四带：后滨、前滨、内滨和滨面(图 2-23)。

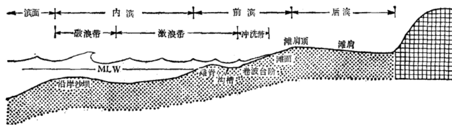


图 2-23 海滩剖面 (Davis, 1985)[63]
MLW——平均低潮线

1. 后滨

后滨 (backshore) 又称后滩 (backbeach)，位于平均高潮线至特大高潮线之间，地形平坦，与前滨分界处稍向岸倾的部分称为滩肩 (berm)。如海滩处于被侵蚀状态，滩肩即不出现，由后滨至前滨为一向海倾的连续斜面，且稍下凹。

2. 前滨

前滨 (foreshore) 又称滩面 (beack face)，位于平均高、低潮线之间，常呈一向海倾的斜面，坡度多为 1—3°，但也可大到 30°；这取决于沉积物的类型及作用过程。前滨发育有小的台阶，系由最后一次破浪的挖掘作用所造成，称为卷波台阶或滩坎。坡度陡且潮差小的前滨最有利于台阶的发育。若坡度很缓可根据富集介壳碎屑和粗粒物质来辨认卷波台阶。在前滨的下部由于波浪的多次破碎，有沙坝(或称滩脊)发育，沙坝之间则为沟槽。

前滨上部沿走向方向上常呈波状，突出的部分称为滩角。滩角常呈尖角形或舌形。两相邻突出点之间的距离(波长)为数十米至数公里，振幅数至数十米。突出的角顶处往往堆积了粗粒沉积物。滩角发育在中等波能、沿岸流较弱的前滨。成因可能是到达滨线的波浪，破碎成一定间距的几段后，将所携带的碎屑堆积而成。

3. 内滨

内滨 (inshore) 的范围是从平均低潮线到破波带。内滨的微地貌特点是具有水下沙坝。

当波能强到能够移动砂粒时就形成沙坝。从内滨到前滨可发育多条沙坝 (图 2-24)。潮差很大且地形很平缓时，沙坝可完全分布在前滨；潮差小到中等则部分在前滨，部分在

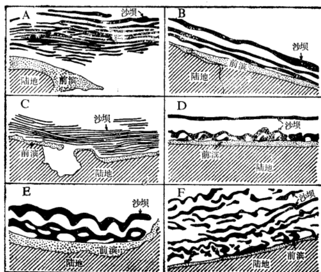


图 2-24 沿岸沙坝的形态（Allen, 1982）[48]

A——多条平行沙坝（巴伦支海）；B——多条平行沙坝（地中海）；C——两组相交平行沙坝（美国佛罗里达）；D——新月形及平直沙坝(美国佛罗里达)；E——双新月形沙坝(地中海)；F——多条新月形沙坝(澳大利亚)

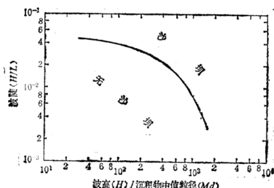


图 2-25 形成沿岸沙坝的控制因素（Nayak, 1970）[48]

内滨。King (1949)[101] 提出，潮间带与岸线平行的沙坝应称为滩脊和沟槽 (ridge and runnel)，但 Allen (1982)[48] 认为，从地貌和动力的角度看，没有作这种区分的必要，应统称之为沿岸沙坝。沙坝间的间距为十至数十米。沙坝可为平直状，也可为弧形、新月形(图 2-24)。沿岸沙坝随季节或风暴改变其位置、形态，并不断向岸移动，但也有一些沙坝多年保持稳定。控制沙坝形成的因素是波陡和(波高)/(沉积物中值粒径)，陡的波浪、细粒沉积物有利于形成沙坝(图 2-25)。

4. 滨面

滨面 (shoreface) 又称临滨,位于破波带和内陆架之间,是近岸带的边界。在地形上为一向海倾斜的斜面，坡降比约 1:200 (约 0°18′)，而内陆架为 1:2000(0°02′)。很多学者 (Emery, 1960; Reineck, 1973; Elliott, 1986)[67][108][105] 将滨面的下界定为正常天气平均浪基面*处,即水深为 10—20 m 处。

二、波浪的动力效应

波浪是海滩环境中的主要作用力和能量的来源: 冲刷海岸形成了各种侵蚀地貌形态;波浪破碎产生的冲流及回流塑造了海滩剖面;波浪及其派生的沿岸流、裂流移动沉积物使底形发生变化，同时造成沉积物不断地再分布。由于潮汐引起海面发生周期性的升降,从而使波浪作用带的范围大大加宽。

1. 波浪的破碎

当波浪传播到 $D=\frac{1}{2}L$ (D——水深, L——波长)的浅水区开始触底,发生变形,因为水质点在轨迹上运动的速度不等。波谷处的水质点由于水深小又受底摩擦的影响，其速度较波峰处水质点的速度要慢一些,因而波长减小，波陡 (H/L, H——波高)相应地增大,而具有相对平坦的波谷和尖陡的波峰。当水体深度接近波高时 ($D=1.28H$),波前变得过陡而不稳定,当波前几乎成直立时,波浪就发生破碎——波峰向前卷倒、崩塌,碎解为饱含泡沫的浪花。破波对于海滩沉积作用有重要意义，因为波浪破碎所产生的强大湍流搅动底质,使大量碎屑物质暂时处于悬浮状态而能被流搬运。

波浪破碎有三种方式: 崩顶破波、卷跃破波和激散破波(图 2-26)。崩顶破波(spilling

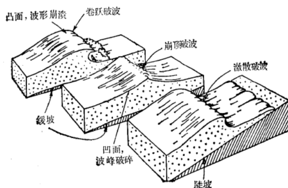


图 2-26 破波的类型(汪圆祥，1986)[22]

breaker) 或称崩波,波峰成一条飞溅泡沫的水线以波速向前运动,在前进过程中,波高(或

* 浪基面 (wave base) 是波浪能搅动海底沉积物的最大深度,大致相当于 $\frac{1}{2}L$。

波能)逐渐降低。卷跃破波 (plunging breaker) 或称卷波，在破碎过程中，波峰向前翻卷，形成一大空气袋，完全破坏了波形。长涌浪 (风浪离开风区向远处传播时形成涌浪，$\frac{L}{H}=40—100$) 通过坡度不大的崎岖岩底时易于成卷波破碎。波峰比较陡的风浪在海底坡度不大时易于成崩顶破波破碎。激散破波 (surging breaker) 或称激波，严格说来，不是波浪破碎，当海底坡度较陡时，波浪作上、下滑动，并且没有或含少量泡沫。

波浪破碎的特征取决于破波级别参数 (E)[128]:

$$E=\alpha_i\omega^2/g\tan^2\beta$$

α_i——入射波在近破波点处的振幅，$\omega=2\pi/T$(T——波浪周期)，β——内滨坡度。低波陡波浪和较陡的海滩坡度则 E 小，成激散破波；相反，E 增大，波能的反射性减小，粘滞性损耗亦增大。当 $E>2.5$，由激散破波变为卷跃破波，在波浪到达滩面以前，大部分的波能已损耗。$E>33$ 时变为崩顶破波。

由于波浪破碎所产生的动力效应，使在海滩的横向方向上由海向岸依次出现破波带、激浪带和冲洗带(图 2-23，表 2-5)。

破波带 (breaker zone)　波浪在此破碎，对海底发生较强的侵蚀作用，每一破浪冲蚀海底的深度常达 5—10 cm。波浪破碎时，底部被搅动的碎屑质点大多以床沙形式迁移，最粗的质点运动方向为双向(向岸-向海)，即作平面椭圆状运动，但伴随着少量的沿岸迁移(图 2-27)。运动的频率与风浪及涌浪的频率一致。波浪破碎使水体向岸产生加速度，而破波所挖掘的沟槽又使水体向海加速；故破波向海侧的沉积物向陆移动、向陆侧的沉积物向海移动。此两种作用的综合效应就促使碎屑物堆积下来形成沙坝。沙坝是破波带发育的主要堆积体，其高度常为水深的 1/2，多位于卷波点的后方。下一次风浪增大，已成的沙坝就被破坏，新坝的位置则向海移动。若波浪以崩波的形式破碎，就不会有沙坝发育，而形成波谷平坦的小波痕。

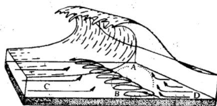


图 2-27　破波时碎屑颗粒的运动途径 (Ingle, 1966)[63]

A——悬浮颗粒；B——最粗的颗粒；C——破波向岸侧的颗粒；D——破波向海侧的颗粒

破波带除床砂载荷外，还有 5% 的悬移载荷。波越高，悬移载荷的浓度越低。悬移质亦是作往复运动，优势的搬运方向决定于海滩的坡度。如坡度大则较大浊度带出现在卷波点的后方，即悬移质向海移动；如坡度缓则较大浊度带出现在卷波点的前方，即向岸移动。

激浪带 (surf zone)　本带位于破波带的向岸侧，直伸展到前滨的中部。随着波浪的破碎，在本带内形成类似于涌潮的推进波，推进波在运动过程中还将多次破碎。本带内的水体除以推进波的形式向岸运动外，还以裂流的形式向海运动、以沿岸流的形式平行海岸流动。在激浪带内推进波的充满了泡沫的前锋直伸入海底，泡沫上升促进了砂质点的沉降，悬移质的浓度却由于推进波的破碎而加大。在激浪带的向岸边缘附近，由于推进波与冲洗带的回流相遇，产生水跃或卷波，对海底发生侵蚀作用，卷起底质。通过野外观察、实验室模拟及理论计算后确定，沿岸流在激浪带内最强，而向岸、向海均迅速减弱。沿岸

表 2-5　海滩剖面各动力带的水动力及沉积物特征（Brenninkmeyer，1978）[71]

海滩剖面	滨　面	内　滨		前　滨		后滨
动力带	滨面带	破波带	激　浪　带		冲洗带	
水体运动形式	振动波	波浪破碎	推进波，回流及裂流，前缘发生水跃		冲流和回流	风
能　量	向内滨渐增高	高	向冲流带渐增高		冲流向岸增强，回流向海增强	
主要作用	加积	侵蚀	加积	侵蚀	加积	侵蚀
沉积物搬运形式	床　沙	床沙⟶悬浮		悬浮	床沙及飘浮	
沉积物粒径	粉砂、细砂	中砂及粗砂	细—中砂		粗砂及砾石	细砂
沉积物运动频率	风浪及涌浪频率			涌浪频率	涌浪频率	
层理构造	交错层理	平行层理		平行层理，向陆倾交错层理	平行层理	平行层理及小型交错层理
层面构造	不对称及对称波痕	不对称干涉波痕		干涉波痕	冲流痕	风成波痕

流搬运的载荷量是波浪所搬运的作横向往复运动的载荷量的 1/10。

裂流在击岸浪带能冲刷出 13 m 深的沟渠，沟渠并可穿过沿岸沙坝。沟内充填了由矿物碎屑及介壳碎片组成的粗粒滞留沉积，具有向海倾斜的单斜交错层理构造。

冲洗带（swash zone）　推进波最后一次破碎形成冲流和回流，冲洗带（又称溅浪带）就是受到冲流和回流交替作用的地段。水体以冲流的形式沿滩面上冲。重力、摩擦力以及水下渗将造成冲流减速甚至停止。终止点上沉积了窄的沉积物脊（冲流痕）。由重力造成的回流初速很慢，但可渐加速而达到高流态。回流的速度取决于前滨坡度、下渗造成回流水体的损失量、回流水体体积以及渗出潜水的补充量。前滨沉积物粒度也是控制下渗量的因素。例如水流过细沙滩面下渗很慢，因此回流水量大、流速高；砾石滩则冲流几乎完全下渗而没有回流。这促进了发育陡粗碎屑滩和缓细沙滩。

本带内沉积物以床沙载荷搬运为主。由于激浪带坡度较缓且没有下渗作用，故低潮时冲流的周期比波浪周期要长得多。冲流所搬运的粗质点先沉积，较细的质点在冲流达到其最远端以前也已沉积下来。回流挟带细颗粒返回激浪带。波浪倾斜入射时，碎屑随着冲流向岸运动的轨迹平行波峰线与岸线斜交，而被回流挟带时其运动轨迹垂直岸线，即作“之”字形运动。曾科维奇（1967）提出以下公式计算质点的纵向位移：

$$d = (h + m)\cos\alpha(1 + \sin\alpha)$$

h——质点由于回流而移动的垂直岸线距离，m——质点由于冲流而移动的斜距，α——波峰线与岸线的交角。

在一个潮周期内，各个动力带将依次发生位移，致使海滩的一些部分叠加了数个动力带。如低潮时原冲洗带将发生沉积，涨潮后递变为激浪带的前缘遭受侵蚀，近平潮时又变为激浪带外带而发生沉积。退潮时又将依次演变为内激浪带、冲洗带。

2. 正常天气波浪的动力效应

海滩环境在大部分时间里处于中、低能条件下，即受到局部生成的风浪（风力低于 6

级，波浪最大波高不足 4 m，波长小于 30 m）及外海传播来的涌浪的作用。此时环境处于建设状态。波浪的波陡、波高低，产生沉积物的纯向岸搬运，搬运量及搬运速率都较风暴时期低得多。沙坝也不断向岸迁移，最后结合到前滨形成滩肩。

此时潮流也起着重要的作用，因为海面随着潮周期而变化，使破波的位置、规模及形态发生变化。

3. 风暴浪的效应

风暴活动造成的高能条件在短时期内强烈改变海滩的形态。风暴浪的特征是波陡较高，周期较长（风力 8 级以上，波浪波高最大可达 30 多 m，波长 200 m 以上），对内滨及前滨发生侵蚀。形成强劲的向海底层回流（详见第三章第六节），使大量沉积物向海搬运，在内滨、滨面形成风暴沉积，沿岸沙坝在一次风暴期间可向海移动数十米。风暴沉积的层序反映了风暴的发展过程。底部为侵蚀面；向上为滞留砾石、砂；再向上为砂，具平行层理、丘状交错层理（图 3-23）及粒序层理。整个层序厚数至数十厘米。

三、沉积物

组成海滩的物质在粒度、形态和成分方面多种多样，但每一海滩环境的沉积物往往有其独特的成分和结构。

1. 沉积物的成分和物质来源

大多数海滩沉积物由陆源矿物碎屑——石英、长石组成，因为这些矿物的物理性质较其它矿物稳定。石英可能经历了多个沉积—侵蚀旋迴。长石常具有多种类型和颜色，因为来源不同。此外，还有少量重矿物，如角闪石、绿帘石、石榴石、磁铁矿等。 海滩如夏威夷和中美洲西海岸的沉积物可完全来自火山岩碎屑，主要成分为辉石、橄榄石及黑曜岩、玄武岩岩屑。矿物碎屑为主的海滩沉积物也往往含有一些生物碎屑，如软体生物的介壳、有孔虫等。由于风暴浪的侵蚀和搬运作用，介壳可在前滨大量富集，形成贝壳堤。

组成海滩的物质多来自邻近陆地，主要为河流自流域内搬运来的风化产物。海岸侵蚀是海滩物质的最直接来源，许多袋形海滩往往由基岩岬角的侵蚀产物所组成。冰川漂积物是高纬度区海滩的重要物质来源。另一物源是内陆架沉积物的向岸搬运，这在全新世海侵时有特别重要的意义。波浪作用的有效深度是物质向岸搬运的控制因素，除特大风暴外，一般限于 10 m 深度内。

虽然，最初的物源来自河流、冰川或向岸搬运，但海滩物质的最终供献者还是沿岸流的纵向搬运。纵向（沿岸）搬运的距离可达数百公里。如有基岩岬角，则往往使沿岸搬运中断，这时，沉积物则进入海底沟谷向外滨搬运。

2. 沉积物的结构

海滩沉积物的粒度变化很大，可从粉砂到巨砾，以砂为主；但每一海滩有其特征的粒度范围。 控制海滩沉积物平均粒径的因素有三：（1）来源物质的粒度；（2）波能强度；（3）海滩坡度。

海滩环境可簸选出与其动力条件相适应的粒度，但最粗部分不会比来源物质的最大粒度粗。若物源区不能供给与其水动力条件相适应的粒度的物质，则海滩不可能发育。

波能的强弱控制着海滩沉积物结构的横向和纵向变化。在横向方向上，粗的颗粒多分布于破波带，由此向岸、向海粒度均变细（表 2-5），向海变细的程度较向陆的要大得多。前滨为砂及少量砾石；滨面为砂-粉砂的互层，反映了正常天气与风暴天气的交替。前滨的冲洗带上部的沉积物较下部的粗，因为回流较冲流弱，只能搬运较细的颗粒。前滨中部沉积物可比后滨的粗 0.3ϕ。强波浪的高能海滩沉积粗颗粒，开阔海滩较之隐蔽海滩粒度粗。斜射波较垂直入射波形成较强沿岸流，能将细颗粒带走，残留下较粗组分。同一海滩由于各部分的波能强弱不同，沉积物的粒度亦不同。岬角处经常发育砾石滩，而岬角间的地段则为砂滩。

海滩坡度影响着颗粒的自悬作用（由海底表面进入悬浮状态），因为：

$$W \leqslant u\tan\beta$$

W——颗粒的沉速，u——波浪产生的横向水流流速，β——海滩坡度。海滩坡度越大，能保持悬浮状态因而从滩面移走的颗粒越粗。坡度大且波能很高时，粗砂也可进入悬浮状态而被移走，滩面上只残留下砾石。

通常，海滩沉积物具有好的分选性。当只有一种物源时，分选系数的变化趋势与粒度的相同。但当有两个或多个物源时，如混合物的平均粒径介于来源物质的众数之间时分选就不好；如与其中的一种相近，则分选为中等。

海滩沉积物常显示负偏态，可能因为细粒组分被簸选走了，或者是加入了粗粒的陆源、生物碎屑。如为后种情况，则会出现双峰态，分选程度降低。

Visher (1969)[63] 发现，粒度概率图上的三至四条直线段反映了砂的不同搬运方式（悬移、跃移及推移；图 2-32）。前滨沉积物以跃移为主、推移、悬移很次要。跃移部分又分为二个线段，Visher 解释为冲流和回流作用的结果。如介壳碎屑很富集，则推移组分的含量增高。

3. 沉积构造

海水、风、生物的作用使海滩沉积物产生多种沉积构造。由于海滩剖面各个带的动力条件有差异，故各具有所特征的沉积构造。

后滨　后滨的主要营力为风，常见的表面构造是具有大波痕指数的风成波痕。由于风向常变，可出现多组干涉波痕。层理构造为与后滨表面平行的薄平行层理，是由向岸风、大潮或风暴形成的越过滩肩的冲越流生成的，称为后滨层理。蟹的钻孔大量出现。

前滨　前滨冲洗带最特征的表面构造是冲流痕。冲流痕是在每一波浪形成的冲流末端堆积的弧形小砂脊，凸面向岸，凹面向海，高度不大于 2 mm。冲流痕的形态与冲流的能量有关，如较弱则形成直脊冲流痕。冲流前缘靠表面张力挟带碎屑，故组成冲流痕的物质富含云母片、贝壳碎屑、海草等粗而比重小的颗粒。冲流痕多发育在潜水面以上（潜水面以下的滩面往往覆盖一层水膜，减弱了冲流的表面张力）或干的滩面上。

中、高波能的前滨以向陆倾的沙波交错层为特征，低波能的前滨为沙纹交错层。

坡度较缓的冲洗带时常出现低振幅的逆行沙丘交错层理，系快速的回流流过渗透差的细砂滩面而形成。较陡的冲洗带多为与滩面平行的板状平行层理，但由于波浪入射方

向的变化及冲流的冲刷作用，在剖面上层系呈楔形，此即为冲洗交错层理或前滨层理。所谓的双坡式海滩层理，即由前滨层理和后滨层理组合而成(庄振业，1983)[18]。另外，前滨层理的单层内常出现逆粒序层理，底部富含细粒重矿物，向上则富集较粗较轻的颗粒，是由回流形成的。

激浪带的沙坝和沟槽具有复杂的沉积构造。坝脊上单斜交错层理与平行层理交互(图 2-28)。前积层向陆倾的交错层，由高潮时的低流态流所形成。潮汐涨、落时，处于高流态潮流的薄层水体流过坝脊又形成平行层理。沟槽内可出现叠瓦状干涉波痕，因为沟槽底原发育有波浪及向岸流形成的与岸线平行的波痕，但当海水经沟槽流向裂流通道时，又在原有波痕上叠加了与岸线垂直的小波痕。沟槽内若沉积了泥，当沙坝向陆迁移覆盖了沟槽，泥仍保存在先前波痕的波谷中，则可形成脉状层理。

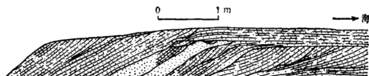


图 2-28 前滨沿岸沙坝的内部构造 (Davis, 1972)[63]

内滨　无沙坝发育的破波带及外激浪带以片状流为特征，故形成近于水平的平行层理。有沙坝的内滨，层理构造在坝的各部分及沟槽内是不同的(图 2-29)。沙坝向海坡有浪成、流成沙纹交错层理及平行层理、后者稍向海倾，形成于水较浅时。在坝脊处，以平行层理及大型交错层为主。向岸坡为沙纹交错层和稍向陆倾的平行层理。沙坝之间的沟

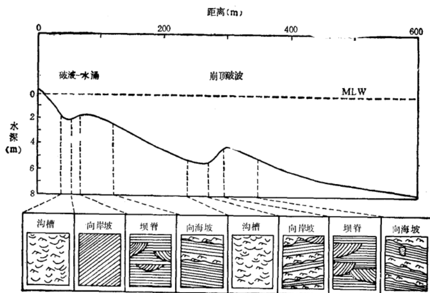


图 2-29 内滨沙坝地形的沉积构造变化 (Davidson-Arnott, 1976)[62]

槽内以沿岸流的作用为主，有垂直岸线的流成小波痕、大砂波甚至平行层理。

滨面 正常天气时滨面仅受振动波的作用，形成对称浪成沙纹，但最后往往变为生物扰动构造。风暴时形成丘状交错层理、平行层理及沙纹交错层理。在剖面上以生物扰动构造为主，夹以层理构造。

四、海滩层序

进积海岸有利于海滩层序的保存，后退海岸不易保存此层序。

有沙坝海滩的层序如图 2-30 所示。滨面相覆盖在陆架相之上，向上依次为内滨相、前滨相，整个层序厚数至十余米。由下至上粒度逐渐变粗，最粗的部分代表破波带沉积，再向上又稍变细。滨面相为生物扰动构造及丘状交错层理、平行层理、沙纹交错层理。破波带以向陆倾的沙波交错层及平行层理为特征。激浪带为向海倾的沙波交错层及平行层理。冲洗带为稍向海倾的平行层理。其它还有裂流通道沉积、沙坝间的沟槽沉积。

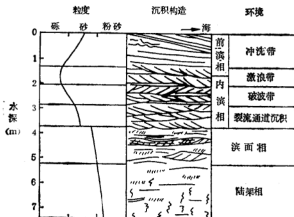


图 2-30 沙坝海滩层序模式图 (Hunter, 1979; McCubbin, 1982)[63]

五、浙江普陀山岛的海滩沉积

普陀山岛为舟山群岛东部的一个小岛，根据严钦尚的资料（1979），其海岸类型有岩岸、砂砾滩和泥质潮坪（图 2-31）。砂砾滩发育于波浪作用较强的东岸、北岸，而坡度平缓（0°7′）的西岸则发育了泥坪。

砾滩仅见于飞沙岙南端，海底坡度 9°。波浪倾斜入射（西北向），冲流、回流亦与岸线斜交，导致砂、粉砂等向西南千步沙方向搬运，而残留了砾石。滩宽 20—30 m，砾石长径 7—10 cm，次圆状为主，呈定向排列，长轴平行岸线，最大扁平面倾向海。

砂滩分布于湾内，坡度为 1.1—2.8°。波浪在距岸线数十至百余米处破碎，回流将粉砂搬运至 150 m 处 6 m 深的滨面上。各个带的特点如下(图 2-32)。

后滨 沉积物是各个带中最粗者，为中-粗砂，平均粒径 0.98—0.28 mm，反映了强潮和风暴浪的影响，但由于持续的时间短，对沉积物的簸选改造不充分。砂的粒度概率曲

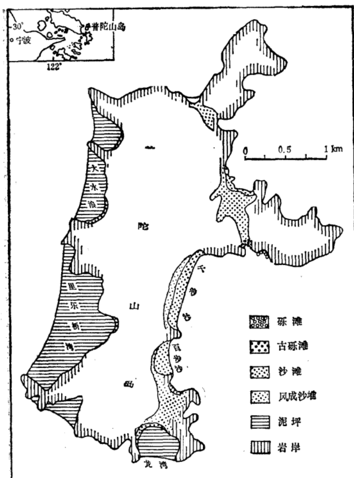


图 2-31　普陀山岛海岸的类型(严钦尚，1979)

线在往返流作用下具有双跳跃组分。风暴浪及强潮使沉积物向上搬运，而形成数列小型滩脊、沟槽(宽可达 2 m)。滩脊沉积物具有向岸倾(1—3°)的平行层理和向海倾的交错层理(7—12°)。脊顶处沉积物粒度较粗。沟槽内有小波痕。

前滨　前滨沉积物为中砂，平均粒径 0.5—0.35 mm。上部粒度粗、分选性较差；下部粒度细、分选较好。上部可出现滩脊和沟槽，下部有小型($L=30—40$ cm)及大型($L=70—80$ cm)波痕。另外还有冲流痕、细流痕及障碍冲刷痕等表面构造。

内滨　宽 150—200 m，水深 0—2 m，沉积物为中、细砂，平均粒径 0.19 mm。

六、海滩环境中的过程响应系统

海滩环境中的地形对于环境变量的改变十分敏感，并发生相应的变化，故海滩环境属

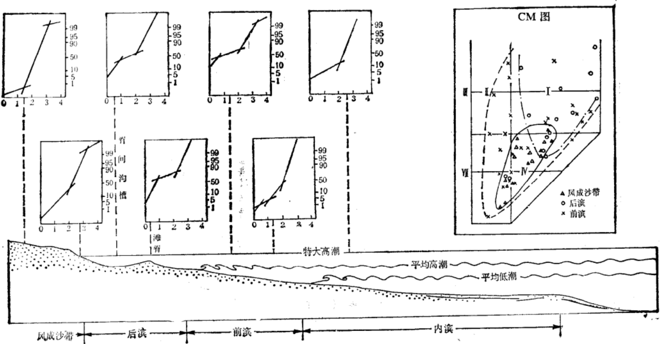


图 2-32 浙江普陀山岛砂滩剖面(严钦尚，1979)

过程响应系统（process-response system）。环境变量中最关键的是气压。低气压系统通过时出现风暴天气，海滩遭受侵蚀，剖面呈板状或上凹状。高气压时，环境处于低能条件，沙坝发育，并不断向岸迁移，结合到前滨形成滩肩，使剖面成上凸形，以后又被另一次

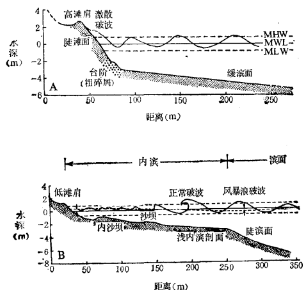


图 2-33 海滩横剖面模式图（Wright，1979）[128]

A——反射型；B——消耗型 MHW——平均高潮面，MLW——平均低潮面，MWL——平均海面

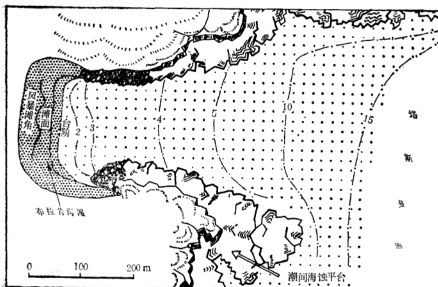


图 2-34 澳大利亚布拉肯海滩（曲线为等深线；Wright，1979）[128]

风暴所破坏。

澳大利亚东南海滩属高波能环境，一年中 50% 时间内波高超过 1.5 m，超过 2.5 m 的占 10%，超过 4m 的占 1%。平均大潮潮差为 1.6 m。海滩坡度较陡，平均 1°28′。由于波浪特征及地形坡度的不同，可将该处海滩划分为两大类：反射型和消耗型。

1. 反射型海滩

以 E（破波级别参数）<2.5 为特征，破波带限于滩面及台阶处，破波类型主要呈激散

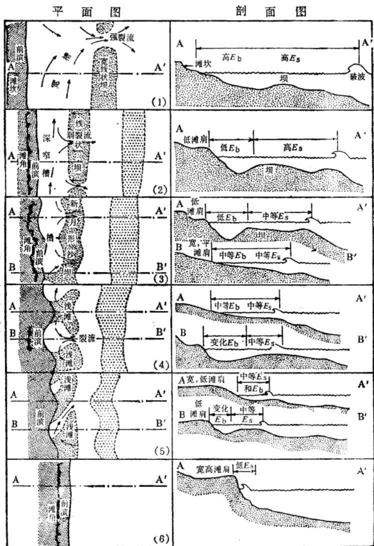


图 2-35 高能消耗型海滩的演变阶段 (Wright, 1979)[128]

E_b——滩面破波级别参数，E_s——内滨破波级别参数

破波，很少出现裂流通道及内滨环流胞。本类型海滩多存在于深水湾边缘。若为半遮蔽环境，则组成物质为中、细砂；若为开阔环境，组成物质为砾石。海滩剖面如图 2-33A 所示，特征是高滩肩、陡滩面，其下为砾石组成的陡台阶，再向下是低坡度的内滨及滨面剖面。台阶为入射波与回流碰撞处，台阶底界的深度随波能增大而加大。此类型海滩不存在沙坝及沟槽。在平面上岸线呈弧形(图 2-34)，最特征的地形是滩角，大型的由风暴浪所形成，小型的则产生于较低能条件下。

2. 消耗型海滩

以高 E 值及宽破波带为特征，破波主要限于内滨。此类型海滩多出现在高能环境，但低能浅湾内也可存在。剖面模式图 2-33B 所示，破波带外的滨面坡度很陡 (2—3°)，为上凹型。内滨宽 50—500 m，平均坡度为 0°30′，有一条或多条沙坝。滩面(前滨)可很平缓 ($\beta < 2°$) 或较陡($\beta = 5—6°$)，故内滨破波级别参数 (E_s) 与滩面破波级别参数(E_b) 应分别测量。本类型海滩根据 E_s、E_b 的变化而分为 6 个阶段(图 2-35)：

(1) 阶段 1，$E_s > 10^2$，$E_b > 10$，都属于消耗型，破波带宽 150 m。前滨处于被侵蚀状态，在距滩面 100—200 m 处发育有沙坝，坝和滩面之间有宽的沟槽。滩面被侵蚀成低坡度上凹形，无滩角。

(2) 阶段 2，E_b 值低，故滩面为反射型。内滨沙坝仍为平行状，因向岸迁移，使沟槽变窄 (50—100 m)、加深 (> 2 m)。波浪在沟槽内又恢复，而在滩面上发生第二次破波。滩面陡，岸线处有滩角发育。

(3) 阶段 3，沙坝成为新月形，出现周期性环流胞。

(4) 阶段 4，横坝(浅滩)与湾交替出现，横坝间的距离为 100—200 m。

(5) 阶段5，出现在长期低能或较遮蔽环境内，破波带广布着浅滩，被窄裂流通道分隔，由于斜射波使裂流通道与岸线斜交。

(6) 阶段 6，长期加积作用以及浅滩物质的向岸迁移，塑造出反射型海滩，这一阶段很少出现。

随着波能的降低和裂流间的距离、强度的减小，海滩由阶段 1 演变化阶段5(或 6)。

第五节　沉积层序的演化

近岸带的各个沉积体系在发展过程中要发生横向和纵向迁移，从而使沉积相序列也发生相应的变化。海面波动(海侵，海退)是导致这种变化的最重要影响因素，海侵海岸与海退海岸环境的沉积相序列有明显的差别。

一、海侵海岸层序

自末次冰期以来海面连续上升，岸线不断向陆移动，形成广泛的沙坝潟湖及河口海岸(图 2-22)。这种海侵层序的底部单元是草沼相的富有机质泥；向上为含介壳(牡蛎为主)的潟湖泥；再向上为沙坝砂层；顶部为海滩滩肩砂或沙丘砂(图 2-36A)。在此环境中，如砂主要由陆架向海岸搬运，则应在岸线附近堆积成巨大的堆积体；但情况并非如此。因为由

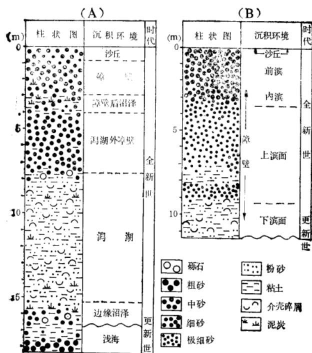


图 2-36 近岸带层序演化的柱状图（Kraft，1985）[63]

A——海侵层序；B——海退层序

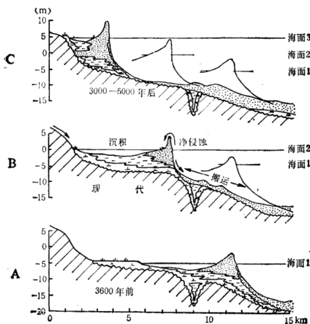


图 2-37 海侵海岸演化模式（Kraft，1985）[63]

陆架移向障壁(沙坝)的泥砂在岸线附近又发生沿岸扩散;另外,进潮口沿障壁迁移并使潮汐三角洲伸人潟湖和外海,沙嘴发展到较深水区,均造成泥砂的继续迁移。图 2-37 表示了潟湖、障壁的向陆、向上迁移。

二、海退海岸层序

海退海岸不断向海进积。进积海岸带的特征是在移动的岸线后出现一系列平行的滩脊(沙坝),每一滩脊就是古滩面的位置。垂直层序反映了这种平行滩脊的退覆关系。底部为下滨面的砂和粘土粉砂互层,向横向及向上变为上滨面和内滨砂,再向上过渡为滩肩砂和沙丘砂(图 2-36B)。此种垂直层序主要由滨面、内滨、前滨和后滨相组成,这些相均位于障壁向海侧,不出现海侵层序所特征的潟湖相和草沼相。

在海退过程中常发生暂时的海面上升,潟湖、草沼层序可覆盖在海退障壁层序之上。这种演变并不需要大的海面变动和构造事件,只要沉积物来源、各种作用营力间的平衡关系发生改变以及海面的稍许变动就可发生。

第三章　陆架的硅质碎屑沉积体系

陆架（continental shelf）位于大陆边缘的内带，在近岸带（或海岸）与陆坡之间，是毗邻大陆向海延伸的部分（图 3-1）。陆架宽数公里至 1000 多公里，平均 75km，外缘（陆架坡折带）水深 18—350m，平均 127m。世界陆架面积共约 $25 \times 10^6 km^2$，占海洋总面积的 7.5%，占地球总面积的 5.3%。陆架下的地壳属陆壳，但较毗邻大陆下的地壳薄，尤其在陆架坡折带处。

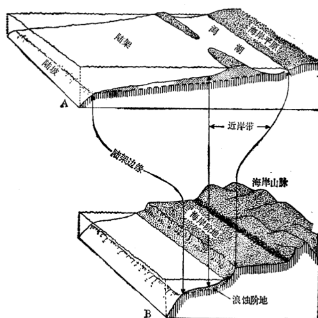


图 3-1　陆架（Gorsline，1977）[80]

A——后缘海岸的宽陆架；B——前缘海岸的窄陆架

第一节　地貌特征

陆架围绕大陆呈向海倾斜的狭窄带状，坡度极其平缓，约 0.1°。陆架的宽度及地貌特征首先决定于构造环境。前缘海岸区的陆架狭窄，被一系列的海底峡谷切割，向陆方为陡峭的岩岸或海岸山脉，如南美，中美的太平洋沿岸陆架即属这种类型。后缘海岸区的陆架宽阔，向陆侧的海岸平原宽广、低平，多有潟湖、障壁岛发育（图3-1），如美洲大西洋沿岸的

陆架。边缘海的陆架宽阔、水浅，向陆方常被丘陵、低山所围绕，岸线不规则；由于波浪作用较弱，故三角洲发育、规模大，特别是在大河河口外。中国海的陆架属典型的边缘海陆架。

陆架地形变化很大，可分为负地形、正地形和阶状地形。负地形主要包括海底峡谷、陆架盆地及线状洼陷。海底峡谷多发源于大河河口外，穿过陆架、陆坡直达深海平原（详见第四章）。陆架盆地或为等轴形或为长形，直径(长度)数十至数百公里。属于线状洼陷的有U型谷、洼槽、陆架谷、冰流槽和礁谷等，长数百米至数百公里，宽数米至数十公里，深数十至数百余米。所有这些地形均有一开敞端，可作为碎屑物的搬运通道。

正地形包括等轴状浅滩和线状脊。等轴状浅滩有构造-沉积成因的浅滩和沉积成因的三角洲。线状脊包括构造脊、沉积沙脊和某些孤立沙体。

阶状地形包括阶地、断层崖、陆架坡折带等。陆架上阶地广泛发育，如大西洋的40m阶地、阿拉斯加湾的80—100m阶地。东海陆架上有20—60、60—100、100—120、120—140、140—160m五级阶地(参见本章第十节)。阶地主要由于海面升降而形成，也可由于块体运动、断层活动而产生。

Shepard (1977)[105] 根据地貌及地质构造特征将现代陆架分为六种类型：(1) 高纬度冰蚀陆架；(2)沙脊陆架；(3)大三角洲外围陆架；(4)珊瑚礁陆架；(5) 岩滩、岩岛周围的陆架；(6)构造陆架。

陆架按深度通常分为内陆架和外陆架，但各海区的分界深度不相同 (50—200m) (图3-2A)，因为各个陆架的地形有很大差别。东海内、中陆架的分界为60m等深线，中、外陆架以100m等深线分界。东海内陆架的地形以三角洲为特征，中、外陆架以阶地为特征。

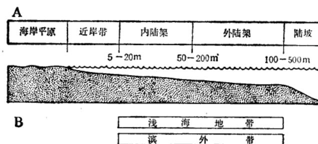


图 3-2 陆架的深度分区

A——现代陆架的理想剖面； B——用于表达古陆架环境的术语

地质时期陆架和现代陆架有些差异，所以使用的术语也不尽相同(图3-2B)。古陆架不分内、外陆架，统称为浅海地带 (sublittoral zone, neritic zone) 或外滨带 (offshore zone)。古浅海大多属陆表海，非常宽阔，水深较浅。

第二节 作 用 过 程

陆架环境中不断进行着各种物理、化学、生物及地质过程，这些过程控制着沉积作用

和沉积相格局。物理过程是指浪、潮、流的作用效应。化学过程包括海洋中发生的各种化学和生物化学反应。生物过程是由于生物特别是底栖生物的生命活动而引起的。地质过程是指海进、海退(海面变化)及地质构造作用等。

一、物理过程

陆架泥砂的搬运、沉积以物理过程为主,主要作用营力是潮汐、风暴浪及风海流,另外还有因温、盐梯度和科氏力所引起的密度流、地转流以及由大洋流入的洋流。内陆架以潮流及风暴浪的作用为主导,外陆架以洋流的作用占主要。

1. 潮汐

潮汐使海面发生周期性涨落。潮波从大洋传播到陆架外缘,变得向岸不对称,并使海面明显升高,形成了流速达数 cm/s 的潮流。根据运动形式潮流可分为往复流和回转流两种。在海峡、水道及狭窄港湾内为往复流;开阔海域为回转流,即在某一地点的某一水层,将不同时间的潮流矢量的终点联接起来,可构成一潮流椭圆。回转流的旋转方向,可能是顺时针的,也可能是逆时针的。潮流流速随水深变浅而增大,因为单位时间内所通过的潮流量不变。涨潮流速往往大于落潮流速,造成碎屑物的净向岸搬运。潮流产生的平行海岸分量,在半封闭的陆架海(如北海)流速可达到 100cm/s,水体质点在 1/2 潮周期$\left(6\frac{1}{4}h\right)$内可移动 1—10km 的距离,是挟带、搬运碎屑物质的主要营力。狭窄水道中常存在强大潮流,因为在半个潮周期内有等量的海水通过体积相对狭小的通道,发生较强的侵蚀作用,如渤海海峡、台湾海峡。

陆架的宽度影响潮流流速和海岸带潮差,由于横向协振的效应,宽陆架往往具有高潮差,越靠近海岸潮差越增大。虽然在封闭盆地(如地中海和大西洋墨西哥湾)内潮差极小,但即使这种弱潮流当叠加了风海流后,对沉积物的搬运也有重要意义。

2. 波浪

普通波浪对陆架泥砂的搬运影响不大,仅在外滨沙坝的顶部可搅起沉积物。风暴浪作用的深度可达 200m,因此对整个陆架的动力过程有重要影响。浪基面通常分为正常浪基面(10—20m 深)和风暴浪基面(最大深度 200m)。波浪的效应是搅动沉积物,使碎屑质点进入悬浮状态而被搬运;即使未被流搬运,当再沉积时会产生特征的沉积构造。陆架底部泥砂活动层的厚度约为 10cm。据 Sternberg (1976)[105] 的资料,美国华盛顿州滨外 75m 深的中陆架上,每年有 53 天风暴浪使底部沉积质点达到了起动速率,而陆架坡折带(167m 深)每年只有 5 天。大西洋墨西哥湾西北陆架表层沉积物每年只有一次被搅动。常将陆架范围定在正常天气平均浪基面和风暴浪基面之间。Aigner (1985)[47] 认为,现代陆架上,波浪作用的深度随季节而强烈变化,冬季风暴时浪基面的深度是夏季的 3 倍,这之间还存在过渡状态,故浪基面的变化是连续的,此种人为的划分最好不使用。

风暴潮 (storm surge) 是在风暴时由于向岸风应力的作用发生沿岸增水。在风暴过程中发生三种效应(图 3-3):

(1) 气压效应。由于气压出现水平梯度而形成气旋式低压，可使沿岸海面升高(沿岸增水)，因为 1mbar（毫巴）的压力差可引起海面升高 1cm。典型的气旋可造成沿岸海面升高约 0.5m。

(2) 风效应

1) 向岸风的拖曳力不仅可造成向岸增水，还可形成向岸风海流，流速可高达200cm/s。

2) 形成风海流的底层补偿回流(梯度流)，流向与风海流相反(离岸)。这种向岸的表层流和离岸的回流使水体发生复合运动；因此，表层泥砂主要向岸搬运，而底层的泥砂搬运则以离岸为主。

(3) 波浪效应。引起底层的往复流，搅动海底泥砂。波浪搅动与梯度流结合形成脉动的复合流，将沿岸泥砂向海搬运，并形成粒序风暴层。水较浅时风暴浪能量传递给床面沉积物的作用加强，使海底形成低丘和洼槽相交替的波状表面及丘状交错层，并被搅起的悬浮沉积物所覆盖。

南佛罗里达碳酸盐浅滩的风暴沉积作用以风海流的向岸搬运为主；而北海杰曼湾的硅质碎屑陆架的风暴沉积作用主要是向海搬运(图 3-24)。

由风暴浪产生的周期性应力可造成当地沉积物的液化，产生重力流，故陆架上分选差、具变形层理的沉积物常与具大型丘状交错层理的沉积物紧密共生。

3. 风海流

(1) 浅海风海流，风作用在海水表层的剪切应力使产生了单向流，称为风海流。在风暴频率高的陆架，风海流对泥、砂的搬运具有重要的意义。较强的风海流多与沿岸风及向岸风有关。沿岸风形成了近于平行陆架边缘的单向、单层流系。在太平洋东岸陆架上，这种单向流流速超过 80cm/s，可以搬运砂。向岸风多形成双层海流，上层向陆、下层向海运动。此种流与波浪过程一致，促进了对沉积物的搅动、搬运。双层风海流可加强或抑制潮流的作用，在潮控陆架上(如北海)风海流可以加强或短暂地压倒潮流。

(2) 升降流，表层海流的体积运输，必然在海岸附近引起海水的辐散或辐聚，并伴随着海水的上升、下降运动，产生上升流及下降流。上升流在各大洋东侧特别发育，因为东北信风(北半球)、东南信风(南半球)由海岸向赤道方向吹，把海岸附近的海水吹离海岸，表层以下的海水上升以补偿流走的海水。上升流的深度一般不超过 200—300m，上升的速度是很缓慢的。美国加利福尼亚滨外上升流的流速仅 0.0031cm/s。上升流的作用很

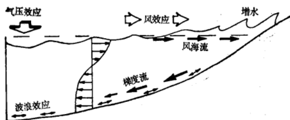


图 3-3 风暴的主要物理过程（Aigner, 1985）[47]

重要，它把含营养盐的次表层水带至海面，为海洋生物的生长提供了必要的条件。平行海岸的风作用在具双层结构(以温跃层相隔)的陆架水体上，加速了上层水的运动，其运动方向可因柯氏力又向海偏转，补偿的底层流最终穿过温跃层成为上升流。

4. 密度流

海水在水平及垂直方向上都可出现密度差，由于海水密度不均匀而产生的海流称为密度流。造成密度差的因素是淡水入流、浅水层的暴晒和蒸发速率不同。一般说来，近岸水较轻，向海扩散，较重的陆架水向陆流动·但近岸的过量蒸发也可形成向海潜流的重咸水。向海流动的覆于较重海水之上的冲淡水羽体，将陆源粘土带到陆架。丰水期的河流可出现含泥羽体，进入陆架后常平行海岸扩散，形成泥质沉积带。夏季，约在30米深度上存在温跃层，把海水分为上、下两层。风力作用仅能影响表层。悬浮质点主要浓集在近表层和底层，也可含于温跃层内。

5. 洋流

部分洋流可以影响一些陆架的外部。西印度洋的厄加勒斯海流沿南非外陆架向南流动，流速很大(表层流速 $>250cm/s$)，可以搬运大量泥砂。东北太平洋的洋流是季节性的，虽然较弱，但由于被风暴浪、潮流、风海流所加强，而能搬运悬浮载荷。东海陆架外缘有黑潮暖流的分支流过，虽然底层流速较低，但由于水温较高而使生物生产力大大提高。

二、化学过程

在陆架硅质碎屑沉积作用中，化学过程主要发生在沉积物-海水和颗粒-孔隙水的界面上。通过海解作用、逆风化作用及沉淀作用形成各种海洋自生矿物。化学过程以海解作用最广泛，即沉积物与海水之间发生离子交换或化学反应。来自大陆的粘土矿物在海洋环境中被改造，发生离子交换及吸附，转变为其它矿物。蒙脱石通过离子交换使海水中的Mg代替了晶格中原有的Al，转变为绿泥石。高岭石通过吸附K转变为伊利石。陆架砂、粉砂质沉积中最常见的自生矿物海绿石也主要是粘土矿物发生海解作用的产物。进入海洋后的粘土矿物从海水中选择吸附Fe和K并固定在断键上，再逐渐通过扩散使K固定在层间。随之，膨胀层的比例就逐渐降低(≈20%)，转化为海绿石。海绿石形成的最有利环境是沉积速率低、水体常受到搅动、碱性氧化(必须有大量有机质可产生还原微环境)或弱还原环境。

逆风化作用是指已风化的硅酸盐碎屑或硅酸凝胶与海水作用生成硅酸盐的化学反应，主要形成粘土矿物：

$$2Mg^{2+} + 3SiO_2 + 4HCO_3^- + (n-2)H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{(海泡石)}}{Mg_2Si_3O_8 \cdot nH_2O} + 4CO_2$$

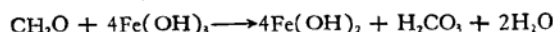
逆风化反应还可通过从海水中获得K来实现：

$$\underset{\text{(高岭石)}}{3Al_2Si_2O_5[OH]_4} + 2K^+ + 2HCO_3^- \rightleftharpoons \underset{\text{(白云母)}}{2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 2CO_2 + 5H_2O$$

陆架沉积物含大量有机质，使沉积物表层发生还原反应：



$$2CH_2O + SO_4^{2-} \longrightarrow H_2S + 2HCO_3^-$$
(有机质)



$$CH_2O + 4Fe(OH)_3 \longrightarrow 4Fe(OH)_2 + H_2CO_3 + 2H_2O$$

这些还原反应可使 Fe、Mn 等元素从沉积物内迁移到表面，与底层水中氧结合形成自生矿物。一般将海底 Eh = 0 的地方称氧化还原界面（RPD*）。RPD 如位于沉积物-海水界面之上，底层水及沉积物均处于还原条件下(如黑海)。RPD 位于沉积物表面之下数至数十厘米，沉积物表层处于氧化环境，并成为底栖生物活动带。RPD 若与沉积物-海水界面一致，则沉积物表层不存在底栖生物活动层，但沉积物表层可以发生弱氧化作用。

化学过程还包括碳酸盐、磷酸盐的沉淀、溶解。一些沉积速率较低的陆架区可发生碳酸盐的海底胶结作用，形成钙质团块和结核。

三、生物过程

生物特别是底栖生物在运动、摄食、排泄、掘穴活动中使陆架底质发生扰动，破坏了沉积物的原始沉积构造。陆架是生物种群最丰富且生产力最高的环境，由于食物丰富，无论是砂底或泥底都繁衍着茂密的底上和底内动物群落。底上动物大多是游移的，如棘皮动物、软体动物等。底内动物主要为软体动物、棘皮动物，各种蠕虫及节肢动物等，它们既游移又掘穴。但生物活动只限于生物边界层 (biological boundary layer) 内，该层的厚度是由水-沉积物界面以上数厘米至界面以下数厘米。底上、底内动物的活动对沉积物产生下列影响：(1) 使沉积物粒度、分选性、组构、含水量、固结性、剪切强度和稳定性发生改变；(2)搬运沉积物；(3)营养再生作用；(4)形成特征的生物成因构造，如斑团构造、潜穴构造(图版 II-4) 等。动物对陆架底质扰动及改造的程度随环境的水动力能量水平的减弱而增强。破波带以外的陆架沉积往往不同程度地发育了斑团构造；但潮控或狭窄高能陆架，床沙搬运作用一直延续到陆架外缘，生物扰动作用就很微弱。一般说来，底栖生物的丰度随底质粒度的变细而增大，故泥质沉积区往往经受了较强烈的生物过程。

底栖生物影响沉积物的粘性，从而也影响海底的稳定性。如生物分泌粘液或有机薄膜使沉积物的粘性加大，但这种效应很局限。更普遍的是，破坏了沉积物粘性，因此使海底稳定性降低。

食泥及食悬浮物动物可生产粪球粒，从而改变底质的粒度。底内动物常吞食泥而排泄出砂粒级的粪球粒。在一些陆架区几乎全部的泥都发生球粒化。

生物活动对沉积剖面中化学反应的位置和速率也有影响。在早期阶段，RPD 位于沉积物的生物边界层表面向下 2cm 处。在拓殖(集群)阶段，由于生物扰动增强，RPD 下移至 10—20cm 深处。

四、地质过程

1. 海面变化

全球海面变化是由于构造运动和冰期所引起。长期而缓慢的海面变化主要是因为洋

* RPD——Redox Potential Discontinuity.

中脊体积的变化，即扩张速率的变化，扩张停止后洋中脊的冷却需经 70×10^6 年，此期间海面可下降 500m。短期且快速的海面变化与大陆冰盖的后退和扩大有关。中中新世以来，冰期与间冰期交替。最末一次冰期开始于距今 85000±15000 年，大陆冰盖扩大，岸线后退，海面下降。到 18000 年前达到最盛期，海面下降了 130—150m。约 10000 年前又开始了间冰期，冰盖熔化，海面上升，到 6000 年前就上升到现在的位置。10000—7000 年前期间，海面上升速度最快，达 10mm/a；即体积为 $45 \times 10^6 km^3$ 的冰层在此期间溶化了（现在全球冰盖的体积为 $30 \times 10^6 km^3$）。

海面变动塑造了现代陆架的地形（多级阶地）及平均深度为 130m 的陆架坡折带。低海面时，陆架大部出露，河流的侵蚀、沉积作用使陆架变平坦，在陆架外缘堆积了三角洲体系。间冰期海面上升迅速，岸线快速向岸推进。由于海侵太迅速，致使末次冰期时的陆

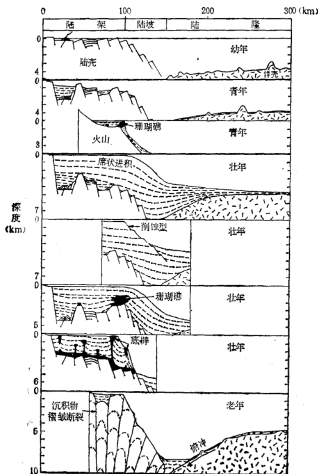


图 3-4 大陆边缘的发展阶段
（垂直比例尺放大 10 倍；Emery, 1980）[47]

相、滨岸相沉积仍然暴露在现代陆架的外缘，构成了大范围的原地沉积。

2. 构造作用

地质构造决定着大陆的抬升速率、汇水盆地格局、河流载荷量及性质，也影响着海岸平原和陆架的宽度、坡度。大陆边缘可分为幼年、青年、壮年和老年等发展阶段（Emery, 1980[67]；表 4-1，图 3-4），这些阶段决定着陆架沉积作用的强度和范围。幼年阶段(出现裂谷)，陆架上基岩出露仅局部有很薄沉积物分布；青年阶段开始扩张，陆架外部迅速下沉，陆架盆地中有较厚的沉积物充填；壮年阶段(俯冲区开始沉陷)，陆架上覆盖了很厚的毯状沉积物。

第三节　泥沙的搬运

潮流、波浪等产生明显流场后就可搬运泥砂。陆架的搬运过程极其复杂，因为潮流、风浪既非匀速运动，也非彼此隔绝，而是波动的又相互作用。

一、床沙搬运

当作用在颗粒上的合力大到能使其滚动或上扬时则发生床沙搬运。合力的水平及垂直分量（即上举力和拖曳力）的相对强度取决于颗粒雷诺数或粒径与粘滞亚层*厚度的比值。简单说来，床沙搬运通量（q_s）与流体剪切流速（U_*）立方成正比，即 $q_s \propto U_*^3$ 但由于流体力和床面上颗粒排列的复杂性，故必须进行床面颗粒起动条件的实验研究，而且，已有的床沙搬运通量公式也都是实验性的。

大量关于渠化流的床沙载荷搬运方程中有四种可用于海洋条件下，即：

(1) Yalin 床沙方程（1963）[48]

$$q_s = G_b \cdot U_b$$

q_s——沙搬运通量（输沙率），G_b——单位面积上移动沙的重量，U_b——G_b 的移动速度。

(2) Bagnold 床沙方程(1966)[48]

$$q_s = \frac{e_b}{\mathrm{tg}\,\phi_0}[\tau_0 - (\tau_0)_{cr}]U_D$$

e_b——单位时间内床面单位面积可以得到的能

τ_0——水流和床面之间相互作用的总剪切应力

$(\tau_0)_{cr}$——水流和床面之间相互作用的临界剪切应力

U_D——床面附近的流速

ϕ_0——摩擦角

(3) Sternberg 对 Bagnold 方程的修正方程(1972)[48]

---

* 粘滞亚层，当床面沉积物颗粒不太大及由此产生的糙度也不太大，且流速不太快时，则紧贴床面存在着一层准层流，即为粘滞亚层。粘滞亚层的厚度为 mm 级。

$$\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} gj = K_p U_*^3$$

ρ_s——沉积物密度(M/L^3)，ρ——流体密度(M/L^3)，g——重力加速度(L/T^2)，K_p——流体搬运沉积物能力的比例系数，j——床沙搬运通量(M/LT)，U_*——摩阻速度(L/T)，亦称剪切速度

(4) Gadd 床沙方程(1978)

$$q = K(U_{100} - U_{th})^3$$

q——单位宽度床面上床沙搬运速率(g/cm·s)，U_{100}——是床面 1m 高处的流速(cm/s)，U_{th}——起动颗粒所需的临界流速(cm/s)。Yalin 公式是依据床沙搬运的物理模式推导的，对颗粒之间的相互作用考虑得较少，而搬运营力仅限于剪切流体，适用条件是平坦床面。Bagnold 方程考虑到在密度较大的悬浮作用中颗粒相互碰撞时产生的扩散压。Sternberg 的修正方程是基于输沙量和剩余剪切应力之间的关系，适用性比前者较好。曾经进行了许多野外试验，以验证前述三种以及其它许多公式，但误差常超过 100%，说明这些公式的物理基础尚不完善或不合适。Gadd (1978)[76] 公式用于计算纽约滨外陆架床沙的搬运速率时，得到较好的结果(详见后)。

在湍流边界层之下的床沙是流线状条纹式搬运，颗粒的移动是由于粘滞亚层内及其附近流体结构的扬动所造成。流体结构是由交替的高速和低速流体条纹组成，条纹在横向和垂向上的宽、高不足粘滞亚层厚度的 1/10。流过平坦床面的流体内的条纹使得床沙发生运动而呈伸长的带状，并产生了相当于颗粒粒径 10—100 倍的线状脊、槽。流体条纹在流过水力糙度大的床面时被切断，在光滑的床面上，各个低速流线条纹似乎突然升高，迅速扩大并振动，最后破碎成杂乱状运动(称为爆裂)，而能搬运沉积物。

床沙搬运需要较高的流速，故主要是发生在短期事件时，如风暴。

二、床沙搬运速率计算实例

Gadd (1978)[76] 在美国东岸纽约陆架的纽约湾湾头用海流计测量了流速，对床沙速率进行了计算。研究区水深 5—20m，底部沉积物以砂为主(图 3-5)，平均粒径 0.11—0.56 mm，<0.063mm 粒组频率仅 1.5%，故应属无粘性沉积物，密度 2.65g/cm³。测量阶段波浪很弱，故对波浪的影响忽略不计。底部边界层厚度较大，拖曳系数为 3×10^{-3}。颗粒的起动临界流速采用 Shields 的水槽实验数据，即 15.5—20.0cm/s。在 Bagnold 方程的基础上推导出 Gadd 方程：

$$q = K(U_{100} - U_{th})^3$$

q——每单位宽度床面上砂的搬运速率(g/cm·s)，U_{100}——床面 1m 高度处的流速(实测)，U_{th}——颗粒起动的临界流速，中值粒径 0.45mm 时为 19.0cm/s，0.18mm 时为 16.0cm/s，K——系数，采用前人的经验数值 4.48×10^{-5}。计算结果如表 3-1。

由图 3-5 可以看出：(1)纽约湾湾头海底存在连续的床沙搬运。(2)在西部湾顶以平行落潮流方向的搬运为主。(3) 在东南哈得孙峡谷头以向上游方向的搬运为主，流速达 40 cm/s，与此时期强风向的方向一致。(4)床沙搬运量随着离岸距离及水深的加大而减小。1974 年 5—6 月又一次测量资料表明，砂搬运速率要低得多。总之，测量、计算床沙搬运

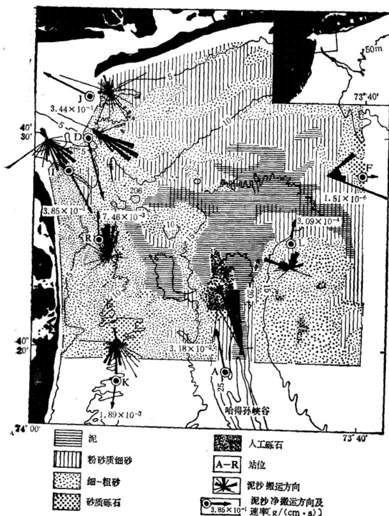


图 3-5 纽约湾头 1973 年 10—12 月泥沙搬运方向及速率（Gadd, 1978）

速率是非常复杂的，即使已将实际情况大大简化。

三、悬浮搬运

当近床面的剪切应力相当高时，底部沉积物的细粒部分就进入悬浮状态而被搬运。在很多陆架区、悬浮搬运物质构成了总载荷量的主要部分。悬浮搬运中非粘性物质（粒径 >0.06mm）与粘性物质（粒径 <0.06mm）有很大的不同。

表 3-1 床沙搬运速率 (Gadd, 1978)[76]

站 位	测量天数 (日)	平均粒径 (mm)	起动临界流速 (cm/s)	$U_{100}>U_{th}$ 的时间%	床 沙 搬 运	
					搬运速率 (g/cm·s)	净搬运方向
A	48.1	0.178	16.0	31.6	3.18×10^{-2}	347°
D	73.1	0.355	17.2	66.5	2.06	167°
I	5.5	0.395	17.8	81.8	3.85×10^{-4}	151°
J	8.0	0.505	19.0	90.5	3.44×10^{-1}	298°
K	48.3	0.418	18.0	9.5	1.89×10^{-3}	187°
R	26.1	0.378	17.8	43.0	7.46×10^{-3}	359°
F	29.5	0.430	18.5	0.4	1.51×10^{-6}	86°
L	17.0	0.22	17.0	17.1	3.09×10^{-4}	7°

1. 非粘性沉积物

湍流可扰动 1—2mm 厚的底质，起动颗粒使其进入水柱。根据对无粘性的冰川成因石英粉砂的实验表明，使细粒沉积发生起动的临界剪切流速（U_{*c}）随粒径减小而减小，直到石英粒径 (D) 为 0.01mm 时:

D(mm)	U_{*c}(mm/s)
0.05	8.8
0.01	6.1

但当粒径 <0.01mm 后,则石英粉砂也变为粘性的 (Unsold, 1982)。

颗粒一旦被湍流扬起就保持悬浮状态，直到颗粒的沉速大大超过湍流的垂直向上分速度时。根据实验，处于悬浮状态的颗粒的沉降速度 (W_s) 必等于或小于流体剪切流速的 1.2 倍(图 3-6)，即

$$W_s \leqslant 1.2U_*$$

$$R = -CW_s\left(1-\frac{\tau_0}{\tau_1}\right)$$

τ_0——水流和床面之间相互作用的总剪切应力

τ_l——无沉积作用发生时的极限剪切应力

C——悬浮体浓度 (mg/m³)

如 $W_s > 1.6U_*$，则不能再悬浮而发生沉淀。

悬浮质点浓度的水平变化主要受平流（沿水平方向运动的水体）和湍流扩散所控制。垂向浓度由床面向上呈指数函数降低,并取决于重力和湍流边界层内的湍动结构。

2. 粘性沉积物的搬运

陆架沉积物中含有大量无机碎屑和生物颗粒,且粒径 <0.063mm。颗粒之间的吸引力和有机质的粘结作用倾向于将这些细颗粒粘结在一起,使它们的可侵蚀性减弱,起动所需

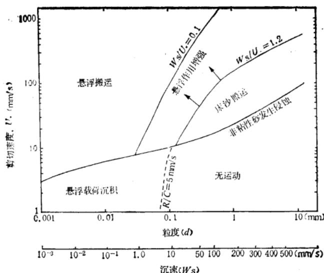


图 3-6　非粘性沉积物沉速、搬运方式与流体剪切流速的关系（McCave, 1984）

的临界剪切应力大大增高，甚至比砂所需的还要高，砂的τ_c(临界侵蚀应力)＝0.1－0.3Pa，而低浓度（＜300mg/l）的泥＞0.1Pa，浓度高（＞1000mg/l）的泥＞1Pa。而且，陆架的粉砂粘土层一旦出露受到流的侵蚀进入悬浮状态后不易发生沉积，而能被搬运较长的距离(数＋km或更远)。但是，颗粒、流体的相互关系由于粘性物质的电化学作用或有机质的影响而复杂化。粘性颗粒的搬运在中、外陆架区变得更为复杂。实际观察表明，近表层水体中陆源质点以沉降为主，颗粒进入后很快消失下沉，悬浮载荷以浮游生物壳体为主。近底层水中由于底层温、盐环流的影响，悬浮体颗粒变粗、浓度增大。

细粒质点在搬运过程中要发生许多变化，最重要的是由于物理作用和生物作用而聚集成大颗粒。粒径变大后沉速亦增大而下沉。泥质点(＜0.01mm 质点的混合物)的沉速随悬浮体浓度及水体盐度的增大而变大。悬浮体浓度＜10000mg/l时质点能自由沉降，如＞10000mg/l则质点沉降受到抑制。根据现场测量、正常盐度的海水，当悬浮体浓度为100—5000mg/l时，沉速为0.01—0.08mm/s，即 W_s(沉速) $\propto C^{1.8}$(悬浮体浓度)。所以，泥质点在海水中的沉速是淡水中（0.001—0.005mm/s）的10—80倍，显然因为絮凝效应使沉速大大增加。Komar（1981）等测量了具有包壳的粪球粒的沉速，得出了以下的表达式：

$$W_s = 0.0694(\rho_s - \rho) g E^{0.380} V^{2/3} \mu^{-1}$$

V——粪球粒体积，E——形态因子$\left(\dfrac{D_b}{D_a + D_b + D_c}\right)$，$\rho_s$——粪球粒密度，$\rho$——流体密度，$\mu$——流体的粘度。平均密度为1.15—1.29的桡足类圆柱形粪球粒的沉速为17—180m/d(日)，鱼类粪球粒的沉速平均为1000m/d。

第四节 陆架的类型

控制陆架过程的主要作用营力——潮汐、波浪、海流——的相对强度在各个陆架是不同的，因此可根据占优势的作用营力将陆架分为潮控、浪控、风暴控和洋流控（图 3-7）。

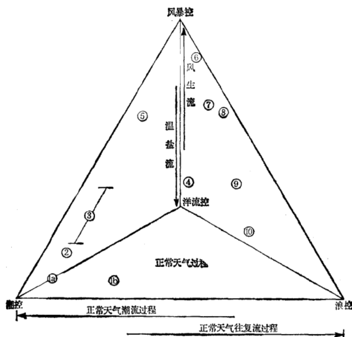


图 3-7 陆架的动力类型（Reading, 1986）[10]

1a——强潮湾或河口，如芬迪湾；1b——中潮湾或河口，如杰曼湾；2——潮汐海峡，如台湾海峡；3——潮汐海，如北海、黄海；4——洋流控陆架，如东南非陆架、布莱克海台；5——风暴控陆架，美国西北大西洋陆架；6——风暴控陆架，美国俄勒岗-华盛顿陆架；7、8——风暴控陆架，白令海陆架、墨西哥湾；9——泥质陆架，亚马孙陆架、尼日尔陆架；10——无潮低能海湾，波罗的海

(1) 潮控陆架。中等或高潮差，潮流流速约 50—100cm/s。大量泥砂进行周期性搬运。典型的潮控陆架为北海及黄海的朝鲜湾。

(2) 浪控陆架。 正常波浪只能对水深 <20m 的浅陆架发生影响，故这种类型很少见。

(3) 风暴控陆架。几乎任何陆架均在某种程度上受到风暴过程的作用，当风暴的频率很高、则陆架上呈现风暴控制的状态。美国俄勒岗—华盛顿陆架及白令海陆架都属风暴控陆架。

(4) 洋流控陆架。狭窄而面向开阔大洋的陆架，经常地受到强劲的单向洋流的持续作用。东南非陆架、摩洛哥陆架、西大西洋的布莱克海台都属这种类型。

现代陆架在 7000—18000 年前遭受过迅速海侵，晚更新世的古沉积物迄今仍部分地

残留在海底表层,未被全新世沉积所覆盖,称为残留沉积 (relict sediments)。不管碎屑是来自现代河流输沙,还是海底老的堆积物,只要其沉积过程发生在现代,均属现代沉积作用。由于沉积时期的不同,现代陆架上主要分布着三种沉积物:

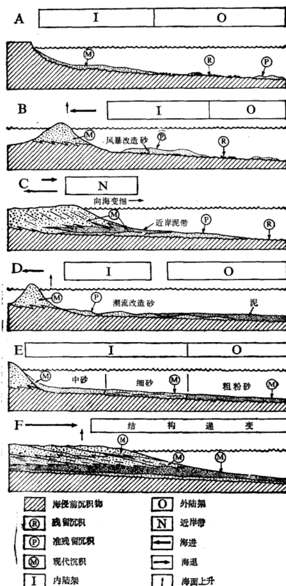


图 3-8 不同类型陆架的剖面 (Reading, 1986)[10]

A——洋流控准残留及现代沉积陆架,如东南非陆架; B——风暴控准残留及残留沉积陆架,如中大西洋湾; C——风暴控现代沉积陆架,如墨西哥的纳亚里特陆架; D——潮控准残留沉积陆架,理想的海侵相模式,如英吉利海峡。 E——风暴控结构递变现代沉积陆架,如布里斯托尔湾和南白令海; F——风暴控现代沉积陆架(与水动力状况平衡),如尼日尔陆架

1）残留砂。由晚更新世沉积组成，其结构特征与现代水动力状况不平衡。

2）现代沉积物。由砂或泥组成，取决于河流输入物的类型，向海变薄。

3）准残留沉积物。残留沉积受到现代环境下的生物、化学和物理过程的改造。

根据主要动力过程及沉积相组合特征又可将现代陆架划分为以下六种类型(Reading, 1986[105];图3-8)：(1)风暴控准残留及残留沉积陆架(图 3-8B)，准残留沉积以风暴的改造作用为主；(2)潮控准残留沉积陆架(图 3-8D)，内陆架为受到潮流改造的准残留砂，外陆架为泥；(3)风暴控现代沉积陆架(图3-8F)，结构递变，与现代水动力状况平衡；(4)风暴控准残留及现代沉积陆架(图 3-8C)，如美国东北陆架；(5)风暴控现代沉积陆架(图 3-8E)，沉积物结构与现代水动力状况平衡；(6)波浪和洋流控准残留及现代沉积陆架(图 3-8A)，如东南非陆架。

Swift (1974) 认为，现代陆架上的沉积物大都受到现代动力过程的作用，但物源是不同的，故应分为原地沉积陆架 (autochthonous shelf) 和外源沉积陆架 (allochthonous shelf)。

原地沉积陆架的物源是由当地较早堆积的各种环境的沉积物（即残留沉积）所提供。原地沉积陆架形成在快速海侵条件下，河流输入的泥砂大都被截留在河口区（因不断下沉），未能向中、外陆架扩散，故陆架上的主导沉积过程是已有沉积物的被改造和再分布。原地沉积陆架又可分为风暴控和潮控。

风暴控原地沉积陆架的环境特征是，潮汐作用较弱，潮流流速较低 (<20cm/s)。正常风浪虽然只能搅动水深 <20m 的底质，但风暴的作用可改变原有地形，使沉积物分布变得更复杂。

潮控硅质碎屑陆架多属原地沉积陆架。主要物质为砂和少量陆源、生物砾石，很少细粒沉积。由于潮流的持续作用，原有的地形和沉积物分布格局多已发生改变。

外源沉积陆架（亦称异地沉积陆架）的物源主要来自河流，是在缓慢海侵条件下形成的，特征的是河流输入的碎屑越过河口向外搬运，由海岸向陆架边缘扩展，形成宽阔的细粒沉积覆盖的陆架。风暴控外源沉积陆架以地形较平坦、沉积物较细区别于风暴控原地沉积陆架。潮控外源沉积陆架少见。如潮流能搬运河流输入的细粒沉积物，则必将它们运到陆坡、陆隆；因此，外源细粒沉积只能覆盖内陆架。除非陆架很窄，才能完全盖满。

第五节　潮控陆架的沉积作用

物理过程的主要作用营力为潮汐的陆架，潮差>3m，潮流流速可达 60—100cm/s(约1—2 节)，潮流能够搬运陆架上的泥砂，形成各种大型沉积体，并具有特征的底形。典型的潮控陆架有北海、黄海、东海、美国东南、印度的坎贝湾和澳大利亚北部等处的陆架。大部分潮控陆架的沉积物属原地沉积物，即由前全新世的残留沉积经潮流改造而成。

一、底　　形

由于潜水直接观察及旁侧扫描声纳、海底照相、电视等技术的应泛应用，又进行了大量水槽试验研究，故对潮流形成的各种陆架沉积物底形的特征及成因有了较多的了解。潮

表 3-2　潮控陆架底形的特征 (Belderson, 1982)[123]

底形		波长	振幅（峰顶至谷底）	较陡翼的坡度	平均粒径（mm）	大潮近表层平均峰值流速（cm/s）	成因
横向底形	沙纹	<60cm	<5cm	陡斜	<0.7（15—20℃时）	50—60	湍流达到海底，粘滞力起重要作用
	小型、大型沙波及砾石波	可达水深的20倍	5cm至水深的 $\frac{1}{3}$；小型 5—200cm，大型 >200cm	小沙波及砾石波：陡斜。大沙波及砾石波：4—20°（不对称）；10—20°（对称）	砂≥0.15 砾石	大沙波>65，砾石波更大，小沙波>60	整个流为湍流，或下部10m为湍流
	横向沙斑	变化	<4m	边缘陡斜	砂	<50	从周围砾石层中冲刷出的砂堆积而成
纵向底形	冲蚀坑	单独产出	最大坑深达260m	决定于沉积物的固结程度		>150	局部强流冲刷而成
	砾石底上的纵向沟	<50m（宽达15m）	最深达1m	可变化	砾石	>150	螺旋形环流形成
	泥底上的纵向沟	<50m，（宽达15m）	最深达1m	可变化	泥	70	螺旋形环流
	障碍痕		数+m，深达15m	可变化	砂	大障碍痕>75	障碍物改变流的湍动强度和格局
	沙垄	30—1000m	<1m	边缘清晰或参差状	砂或砾石	75—150	(1) 同沙斑 (2) 螺旋形环流形成
	纵向沙斑	可变化	<3m	边缘清晰或参差状	砂或砾石	<50	由周围砾石层中冲刷出的砂堆积而成
	活动型潮沙浅滩	5—20km	已知最大高度43m	达6°	砂，滩间为砾石底	>60	由相对旋转的螺旋形环流对形成
	衰减型潮沙浅滩	5—20km	<55m	约1°	砂，滩间为砂、泥底	<50	由相对旋转的螺旋形环流对形成

流底形多与潮流流向垂直，但也可平行，称为横向、纵向底形（图 3-9，表 3-2）。形成横向底形所需的流速（40—90cm/s）较纵向底形所需的（90—200cm/s）要低。

1. 横向底形

横向底形有沙斑、沙纹及沙波。沙斑、沙纹、沙波都形成于低流态，所需的流速依次加大。

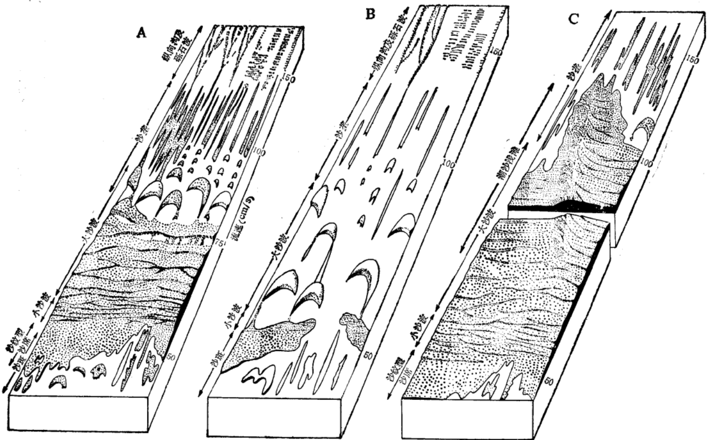


图 3-9 陆架潮流成因底形的类形（Belderson, 1982）[123]

A——底形变化模式；B——物源较少；C——物源丰富

沙斑（sand patch） 各种规模的沙斑广泛分布于平均大潮近表层峰值流速较低（50cm/s 或更小）、无连续砂层覆盖的陆架。沙斑的长轴近于垂直或平行主潮流流向。横向沙斑为碎片状至新月形，长数十至千余米，宽数至数百米，厚 2—3m（最大可达 4m），边界清晰。剖面为板状，边缘陡，顶部平坦。沙斑砂的运动可能是潮流与风暴流、浪等的综合效应，因为此时潮流的流速不能搬运砾石区的砂，可能是由于底糙度较大而引起湍流和底应力搅起砂粒，又经潮流往复扫动而聚集成沙斑。

沙纹（sand ripple） 形成沙纹的流速为 50—60cm/s。用声学方法不能辨别出沙纹，而是通过潜水、海底照相和电视观察到的。无论陆架还是水槽中，沙纹均以下列特征与沙波相区别：(1)波长（L，通常是指 10 个连续沙纹的平均值）< 60cm，常是其砂粒平均粒径的 600—1600 倍，约为其波高（H）的 5—12 倍。(2) 波高不超过平均粒径的 300 倍，< 5cm。流成沙纹与优势流向一致，且具有不对称形态。浪成沙纹由风浪的往复运动水体形成，故具有对称形态。另外，还有过渡型的流-浪成沙纹（稍不对称）。流成沙纹的不对称程度随潮流速与浪的往复运动速率之比值的增大而增加。浪成沙纹的波高和波长随砂粒径增大而急速增加。

由风浪、潮流或两者共同形成的沙纹可以分布在砂质陆架的任何区域，亦可叠加在其它底形之上。

沙波（sand wave） 沙波（或称沙浪）的 $H \geqslant 5$cm（Allen, 1982）[48]，$L > 60$cm。小沙波 $H = 5$—200cm，大沙波 $H > 200$cm。沙波有较大 L/H 比值，一般 > 15。北海陆架沙波的 $H = 3$—15m，$L = 150$—500m。陆架沙波的此比值有时可达 100。当平均大潮近表层潮流峰值流速为 60cm/s（相当于水深 30m，离底 3m 高处的流速为 50cm/s）时开始形成沙波。上限约为 90cm/s（图 3-10）。水温越高形成沙波所需的起动流速越低。

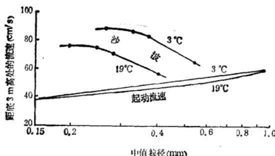


图 3-10 形成沙波所需的离底 3m 处的最小流速（水体盐度 35‰，砂粒密度 1.62）（Johnson, 1981）

不同专业的研究者对“沙波”采用不同的术语（表 3-3）。最常用的是沙波：巨沙纹也广泛应用于海洋地质学领域。虽然严格说来沙波可以分为单向流沙波（浪）和往复流沙丘（dune），但较强非潮流经常可以叠加在潮流余流（可搬运沉积物）上，合成流有时是单向的，有时是往复的，非潮汐单向流可以随机或季节性地变为往复流；所以，不易严格区分（Stride, 1982）[123]。

表 3-3　砂质横向底形中常用术语对比表

沙　　纹	小 沙 波	大 沙 波	来　　源
沙　纹 (sand ripple)	单向流成因称沙丘 (dune)* 潮流成因称沙波 (sandwave)		Allen (1980)[48]
沙　　纹	沙　　丘		水力学工作者
沙　　纹	沙　　丘	沙　　波	Middleton (1977)
沙　　波 (包括逆行沙丘, antidune)			Yalin (1972)
沙　　纹	巨沙纹 (megaripple)	沙　　波	海岸工作者
沙　　纹	小沙波 (small sand wave)	大沙波 (large sand wave)	Belderson (1982)[123]

* 沙波(沙浪),峰脊连续、平直,具有较大的 L/H;沙丘峰脊线弯曲,不连续,L/H 较小。

沙波的波高、波长与水深有一定的关系,但前提条件很复杂。在这种理想情况下的水槽试验的结果表明,波长是水深的 6 倍,少数为 2—3 倍(水深必须是颗粒直径的 3×10^4 倍,即砂粒径为 0.2mm 时,水深为 6m)。此结果与陆架实测资料 $L/D=2—18$ (D——水深)相一致。小型不对称沙波的背流坡的倾角为 17—35°,多大于 20°。对称沙波的倾角约为 10—20°。

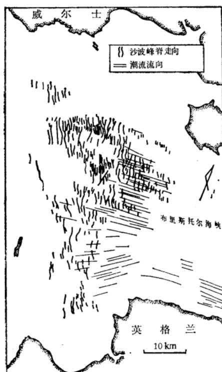


图 3-11　英国布里斯托尔海峡 50m 深处海底沙波峰脊与潮流流向(涨潮流向东)垂直或斜交(最大交角约 15°) (Stride, 1982)[123]

沙波峰脊的形态取决于流速,多呈弯曲状,而舌状、新月状较少发育。峰脊大致垂直于峰值潮流流向,在某些区域(如英国布里斯托尔海峡)可稍斜交于区域流向(图 3-11)。

在砂源不足的砾石浅滩区,孤立沙波多呈新月形,两端有两个尖角指向砂净搬运方向(图 3-9)。

小沙波可以叠置于大沙波之上,多分布在大沙波的向流坡及背流坡。此时生成小沙波的流速较在平坦砂底上生成同类沙波的流速要大,是由于大沙波上流的不均一性所造成。小沙波的走向常与大沙波的峰脊斜交,因为小沙波的方向决定于局部流向。这种叠置现象并不意味存在着新、老两期流向不同的潮

流。

2. 纵向底形

近于平行于主潮流流向的纵向底形共有六种。

冲蚀坑（scour hollow） 近表层平均大潮峰值潮流流速达150cm/s（约3节）或更高时，海底受到强烈冲刷形成冲蚀坑。冲蚀坑平行于峰值潮流流向延伸。爱尔兰海北海峡的冲蚀坑深28m，最大侵蚀速率约3mm/a。日本 Hayasui 海峡内冲蚀坑长7km，宽3km，深160—260m，基底为岩床。

现在峰值潮流流速小于150cm/s的区域也可出现冲蚀坑，可能因为在晚更新世低海面时坑已初步冲刷成。英吉利海峡的 Hurd 深坑即属此类型，长150km，宽5km，深150m。冲蚀坑虽大致平行于峰值潮流，但在岩石露头区，由于差异侵蚀也可沿其它方向延伸。

纵向沟（furrow，亦译渠） 70年代在大不列颠岛周围海底及芬迪湾发现了纵向沟，近似平行峰值潮流流向延伸，可存在于砾石、砂、泥或基岩海底。在砾石区形成纵向沟的峰值潮流近表层流速应为150cm/s，沟可长达8km，宽30m，深1m，横切面有时不对称。泥质区形成纵向沟的流速约70cm/s，沟长约1.5km，宽15m，深1m。在平面上这些沟或平直或弯曲，延伸方向平行峰值落潮流或涨潮流，因此可指示砂、砾石的净搬运方向。

障碍痕（obstacle mark） 潮流在海底流动时常被天然或人工障碍物所阻挡，引起局部的冲刷和沉积。声谱记录发现的较大障碍痕有时长几公里，高几十米，但小型障碍痕更为常见。在障碍物背流面的平行流向的堆积体称为沙影（sand shadow）。由于障碍物可与峰值潮流流向平行、垂直或斜交，底质为砂或砾石，而出现不同的侵蚀堆积形态（图

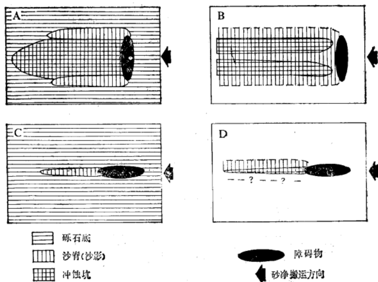


图3-12 由于障碍物方向不同而形成的各种障碍痕（Caston, 1979）[113]

3-12)：(1)在背流面出现两条沙影并被冲蚀坑隔开(图 3-12A)；(2)两条冲蚀坑被一沙影隔开 (3-12B)；(3) 单沙影 (3-10C)；(4) 单冲蚀坑，有时一侧有沙影(3-12D)。

沙垄 (sand ribbon，亦译沙带)和纵向沙斑　这两种底形均是潮流流过广阔海域时形成的纵向砂体。强潮流(流速达 100cm/s 以上)条件下产生沙垄，稍弱潮流 (50—100 cm/s) 情况下形成沙斑(图 3-9)。单向流也可形成这两种底形。

(1) 沙垄。沙垄的规模变化极大，有的长达 15km，宽 200m，长/宽多超过 40，边界很清晰。厚度很小，几个颗粒到约 1m 厚。形成典型沙垄的潮流和非潮流的流速约 100cm/s。流速为 130cm/s 时，沙垄狭长，峰脊平直。流速 90cm/s 时，弯曲和新月形沙波组成似垄状。流速低于 77cm/s 时，仅偶尔出现较小 (10m 宽) 的沙垄。沙垄的走向可指示砂的净搬运方向。

(2) 纵向沙斑。纵向沙斑的长/宽较沙垄小得多，边缘也很不规则，大小、形状变化很大，厚度可达 2—3 m。形成沙斑的潮流较弱，风暴潮和单向流也可形成。纵向沙斑也象横向沙斑一样广泛分布于各个陆架。

沙垄带、纵向沙斑带之间常被沙波隔开，因此，沙波是两者间的过渡底形。形成此沙波的峰值潮流流速约 80cm/s。因为沙垄的沙层很薄，容易受到改造，如果形成后流速持续减小，则可被改造成沙波甚至沙斑。只有形成该底形的强潮流突然中止，并不再出现其它能起动砂粒的流时，沙垄才能保存。

3. 潮沙浅滩 (tidal sand bank)

潮沙浅滩以前称为潮流沙脊，是强潮流产生的最大底形。西北欧海域的现正活动的最大浅滩长约 50km，宽 6km，高 40m。潮沙浅滩或成群出现(图 3-17)，或在岛屿、淹没岩滩的背流面单个产出。大多呈线状，或稍许弯曲。一端宽而浑圆，另一端较尖，宽端朝向上游。以前认为线状潮沙浅滩平行于峰值潮流流向伸展；现在发现其长轴多与区域性峰值潮流流向逆时针相交(北半球)，交角为 7—15°，最大可达 20°。浅滩的横剖面常不对称，较陡的一翼朝向砂的净搬运方向。

北海的潮沙浅滩可分为两类 (Kenyon, 1981)[123]：

(1) 活动型，由现代潮流体系所作用。活动潮沙浅滩区的大潮峰值潮流流速 > 50 cm/s。滩的峰脊较尖锐，横剖面不对称，较陡翼的最大坡角约 6°，峰脊处较浅，接近低潮面。浅滩上可叠置大沙波，浅滩间被砾石底所分隔。

(2) 衰退型，形成于低海面时期，现已处于衰退阶段。衰退型潮沙浅滩区大潮峰值流速小于 50cm/s。横剖面呈浑圆状，两翼坡角仅 1°，浅滩上无大型沙波，浅滩间被砂底、泥底所分隔，峰脊处水深较大。

但是，活动型、衰退型之间并没有截然的界线。衰退型浅滩区能够搬运的沙量要小些，以后将进入埋藏期；但如条件改变，又可转变为活动型。

潮沙浅滩可能是由相对旋转的螺旋形环流对所形成，环流轴平行于峰值潮流流向。由于环流旋转涡动的不稳定性，使旋转轴与平均流向具有 0—8°，甚至 14.6° 的交角。同时，横向流分量对浅滩的形成也有重要意义，因为滩轴与主流向斜交，横向分量的产生完全是可能的。

4. 各种底形的相互关系

不同底形发生递变可能因为：(1)峰值流速变化，随着流速的增大，底形递变的序列为沙纹、沙斑、沙席(流速 45—55cm/s) → 小沙波 (50—60cm/s) → 大沙波 (60—90cm/s) → 沙垄 (80—150cm/s) → 纵向沟及砾石波(> 150cm/s) (图 3-9)。(2) 流速未变但供砂量变化，供砂量较少时，底形递变的顺序为沙斑→小沙波→大沙波→纵向沟及砾石波。供砂量丰富时，依次产生沙席→小沙波→大沙波→潮沙浅滩→沙垄。

有些底形可以共存，如沙波和沙垄，也可叠置，如小沙波上常叠置有沙纹，而小沙波或沙纹常叠加在活动的大沙波之上。大底形上，如果没有小底形，则大底形是处于衰减状态，当然也可能是暂时的。

二、沉 积 相

强潮流活动的海域以砂质沉积为主，可划分为两个相——潮流沙席相和潮沙浅滩相。

1. 潮流沙席相

潮流沙席相是潮控陆架的主相。典型沙席相见于东海、北海、大不列颠岛周围(图 3-13)及美国东岸陆架等处。沙席的形态和规模变化很大，一般的面积约数百至数千 km^2，最大的可达 $10 \times 10^4 km^2$。砂体厚度多为数 m。沙席相沉积物可为砂(粗-细)、砾石。沉积物粒度大小决定于峰值潮流流速，如大不列颠岛周围沙席和砾石席是以 100cm/s 的流速分界。沙席的外界则为 50cm/s。沙席相最重要的特征是沉积物粒度在纵、横向上均发生渐变，即粗砂→中砂→细砂。

北海南湾东侧沙席(图 3-13) 较为特征。峰值潮流流速向北渐降低，砂净搬运方向向北后向东，搬运沉积路线长达 130km。沙席可分为以下三带：

大沙波带　在荷兰滨外有一宽广由粗砂组成的大沙波区，波高向北逐渐降低，最高可达 7m，最低为 2m (图 3-14)。波高向西也减小是由于砂源不足。沙波剖面不对称，较陡的北坡倾角为 12°，向北渐减缓至 3°。由于平均流向不断变化，故沙波峰脊多呈弯曲状。此外，大沙波上常叠置着斜交的小沙波。

小沙波带　由中砂组成的小沙波带沿大沙波带北侧伸展呈狭窄条带状 (图 3-15)。小沙波的波长 1—10m，波高约 1m，背流坡角达 30°。本带砂的中值粒径为 0.25—0.15 mm。

沙纹带　本带由细砂组成，底形为不对称的沙纹，也存在由于偶尔出现的峰值砂搬运而形成的沙纹层理。在本带外缘，由粉砂质砂逐渐过渡为泥。

总之，沙席的沉积构造以交错层理为最主要。交错层多向主要流向方向倾斜，但也有部分倾向次要流向。沿砂的搬运、沉积路线上交错层性质也发生规律性渐变 (图 3-16)。由粗砂组成的大沙波，前积层倾角小于 20°，并夹有倾向相反、倾角达 30° 的小沙波 (图 3-16A)。其次为中砂组成的大沙波带，主层理倾角较缓，约 5—10° (图 3-16B)。小沙波带前积层倾角较陡。在细砂组成的沙纹带则为水平层理或沙纹层理(图 3-16D)。

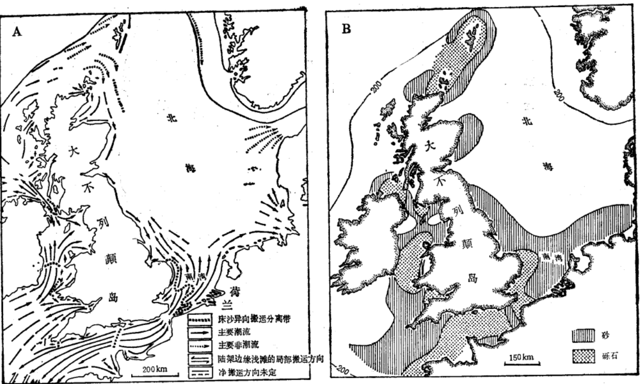


图 3-13 北海及大不列颠岛周围的砂净搬运方向（A）和沙席、砾石席相的预测分布（B）（Stride, 1982）[123]



图 3-14　荷兰西部陆架沙席上的最高沙波的平均波高(单位 m; McCave, 1971)[121]

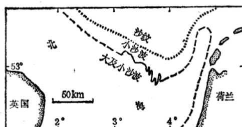


图 3-15　北海南湾潮流沙席区的沉积构造分带（Johnson, 1969)[122]

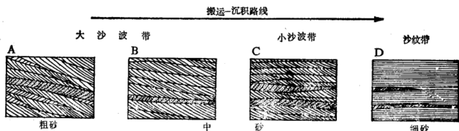


图 3-16　沙席相内砂搬运、沉积路线上层理的变化（Stride, 1982)[123]

沙席相的垂向变化亦反映峰值潮流强度的短暂性波动。由于季节性变化，可引起各个底形带边界位置移动，如夏季峰值流速增大、小沙波带出现在最外缘，代替了沙纹带。沙席相的厚度反映了全新世以来沉积作用的总速率。

2. 潮沙浅滩相

潮控陆架上的另一重要砂相是潮沙浅滩相。各个滩常组成彼此平行的潮沙浅滩群产出(图 3-17)。北海的活动型潮沙浅滩形成于 8000 年前,顶部水深 0—10m。长数十至百余公里,宽数至十余公里,最大厚度 20 余 m。横剖面不对称,陡坡坡角约 5°(图 3-18)。沉积物以中砂为主(中值粒径 0.2mm),可含有泥质夹层(悬浮体浓度特别高时)或泥砾。浅滩峰脊处的大型交错层多向砂净迁移方向(北)倾斜;而浅滩背流坡上的交错层则向南倾,由于沙波沿背流坡迁移的结果。东侧有一些前积层向东倾,表明横向流的作用。

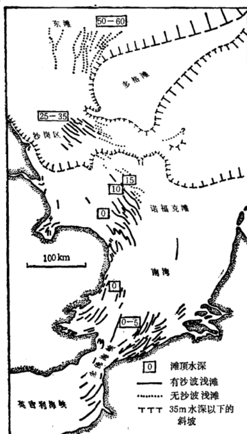


图 3-17　北海南部的潮沙浅滩群 (Stride, 1982)[123]

潮沙浅滩的演化经历三个阶段:活动期、衰退期和埋藏期。三个阶段的顺序更替与峰值潮流强度的逐渐降低或水深逐渐加大有关。这种更替也引起浅滩的形态及内部构造发生变化(图 3-19),表现为峰脊变低变圆、覆盖了具沙纹交错层理的砂及陡坡的坡角逐渐减小(由 5° 降至 1°)等方面。北海东滩区、沙岗区的浅滩都属衰退型(图 3-17、18),下沉速率达 3mm/a。东滩区的浅滩形成于 12000—9000 年前,峰脊处的水深已达 50—60m;峰脊虽近似平行,但不规则,各个滩彼此穿插、交错、坡角仅 0.5°。沉积物虽为砂,但含介壳较多,两翼的基部已沉积了泥。滩之间原为砾石,现已为泥覆盖。

3. 沙席相与浅滩相的区别

沙席相和浅滩相有很多相似之处,特别是在古地层中要区别两者是困难的,主要判别特征见表 3-4。

第六节　风暴控陆架的沉积作用

风暴所产生的浪、流对陆架的沉积作用具有重要意义,且可冲蚀正常天气的堆积物,改变为风暴沉积。风暴沉积保存的可能性较大,因为随后是正常天气能量较低的侵蚀、

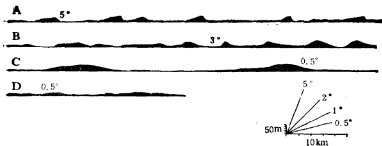


图 3-18　北海潮沙浅滩群横剖面（Stride，1982）[123]

A——北海诺福克滩(活动型)；B——朝鲜湾(活动型)；C——凯尔特海(衰退型)；
D——北海沙岗区(衰退型)(垂直比例尺放大 30 倍)

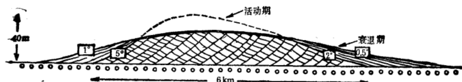


图 3-19　潮沙浅滩由活动期向衰退期过渡时剖面的变化模式（Stride，1982）[123]
数字代表坡角

表 3-4　潮控陆架的沙席相、潮沙浅滩相的判别标志（Stride，1982）[123]

特征	沙　席　相	浅　滩　相
面积	约 400×50km²	孤立浅滩或浅滩群，约 50×3km²
厚度	最大约 10m，充填洼地时更厚	最大约 40m
位置	开　阔　海	大海湾、河口、海岸和岛屿附近
粒径	在纵向和横向上均可由砾石递变为粉砂。砂层中也可存在泥层。粒径与峰值潮流速相平衡	每个浅滩中粒度较固定，也可存在泥层。粒径可小于峰值潮流速
分选性	很　好	好，但不如沙席相好
构造	底形具有纵向分带。高角度单斜和双向交错层普遍。主层理的倾角在砂的搬运路线上可由15°降至5°	交错层很普遍。主层理平行于浅滩的较陡坡，倾角 6° 或更小，层系可厚达 5m。
海平面稳定时垂直层序	相邻底形带可互相穿插	相当均一

堆积作用。风暴沉积分布很广泛，几乎所有的陆架都不同程度地受到风暴的影响，而且地质时期的硅质陆架沉积也含有相当数量的风暴作用产物，因此，近年来引起广泛的关注。

一、风暴的过程响应系统

可将风暴过程分为五个阶段：(1)前风暴阶段，即正常天气，风和浪均很轻微；(2) 成长阶段，风的强度增大，波浪的级别及周期也显著增加；(3)高峰阶段，较长期受极强风、浪的作用；(4)衰减阶段，风速、波浪渐降低；(5)风暴后阶段，海面恢复风暴前状况。此五个阶段在平面上也作顺序分布。风暴越过宽 50—100km 的陆架需数小时，效应是短暂搅动和搬运沉积物。在风暴过程中，由于近床面水质点运动的最大水平轨迹速度 (U_{max}) 大，与波高成正相关，与波周期及水深成负相关(图 3-20)，故在风暴成长阶段 U_{max} 迅速增大，并能保持稳定相当长时期，而在衰减阶段也减速较缓慢。风暴袭击内陆架，陆源物质由于强波浪及风暴潮作用而向岸搬运，但又被风暴潮的回流带回深水区。此运动砂带的向海边缘以 U_0(风暴潮流在床面上的速率)的速率向海运动，移动的距离既取决于风暴持续过程中 U_0 的发展，也取决于所在深度的 U_{max} 是否小于 $(U_{max})_s$(能挟砂的临界速度)。因

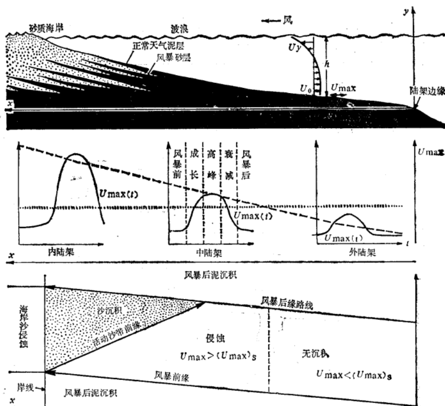


图 3-20 风暴沉积作用的模式 (Allen, 1982)[48]

A——风暴由较深水区传播过陆架；B——风暴潮流的强度随时间和位置而变化；C——风暴的沉积效应；U_{max}——近床面水质点的最大轨迹运动速度；$(U_{max})_s$——能挟砂的临界速度；U_0——床面上风暴潮流的速率；t——时间；x——水平距离；h——水深；y——距底高度

为 U_{0} 多小于风暴中心的 U_{max}，所以风暴历时是砂向海扩散距离的主要控制因素。在风暴前，整个陆架区沉积泥，砂仅呈带状分布于沿岸。在风暴高峰阶段，内、中陆架由于 $U_{max}>(U_{max})_{t}$（图 3-20B）而以侵蚀作用为主，贝壳类的原地粗碎屑由于被搬运而遭受磨蚀。风暴期间，外陆架的 U_{max} 值很低，故不发生搬运和沉积（图 3-20C）。

内陆架沉积由厚的异地砂与较薄的原地泥的交互层组成。砂层底部大都有清晰的侵蚀面。有时可见冲槽、沟纹。砂层较厚是由于适合砂沉积的条件持续较长时间，但 U_{max} 随位置（x）的变化最大。砂层上部常出现正粒序构造，因处于风暴衰减阶段；中下部不显粒序层理，因处于相对稳定的风暴高峰阶段。由于下伏厚泥底受强烈侵蚀，底部可出现由贝壳和其它生物碎屑组成的滞留沉积。由于 U_{max} 很大，砂层发育了平行层理，向上变为浪成交错层理、顶部是浪、流成沙纹交错层理。

中陆架沉积可能为薄的异地砂与较厚的原地泥呈互层。风暴砂层底部具清晰的侵蚀面，反映了以中等 U_{max} 为主。砂层较薄，因为在中陆架砂质沉积作用持续的时间较短。通常应具有正粒序层理，由于处于风暴衰减阶段。

总之，风暴沉积作用的特征取决于风暴强度（风速为主导因素，并控制着波浪特征及风暴潮强度）及风暴历时（图 3-21）。

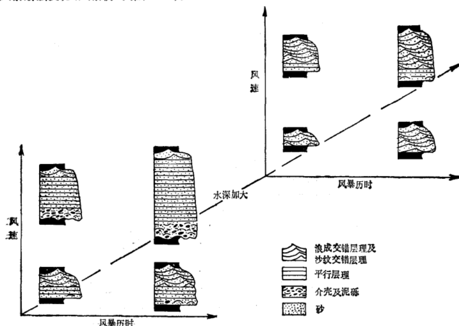


图 3-21 风暴砂层的特征是风暴历时、风速、水深及离岸距离的函数（Allen，1982）[48]

二、风暴沉积

风暴沉积在剖面的层序具有明显规律性，反映了风暴发展阶段的更替（图 3-22）：(1) 侵蚀面；(2)底部滞留沉积，砾石成分为生物碎屑、泥砾及岩屑，厚几至几十厘米（风暴高峰

阶段);(3)细砂,具水平至低角度平行层理,在三维方向上则为丘状交错层理(图 3-23),在垂直方向上具粒序层理,厚几十厘米至几 m(风暴衰减阶段)。(4)风暴后泥质沉积,具生物扰动及潜穴构造,水平层理。

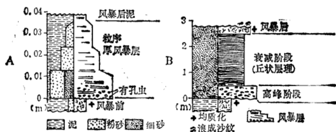


图 3-22 陆架风暴沉积柱状图 (Johnson, 1986)

A——墨西哥湾陆架,卡拉飓风沉积,水深 18—36m; B——美国东岸陆架,水深 5—21m

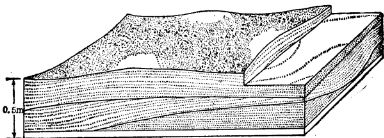


图 3-23 丘状交错层理 (Harms, 1982)

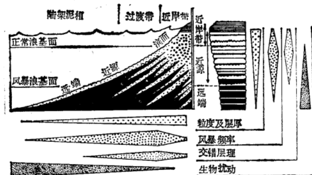


图 3-24 北海杰曼湾陆架的风暴沉积 (Aigner, 1982)[47]

北海东南杰曼湾陆架的风暴沉积有三个组合(图 3-24):

(1) 滨面风暴砂,分布于正常浪基面之上,由底部具侵蚀面的风暴砂组成,厚 5—130 cm。

(2) 近源风暴砂,分布于正常和风暴浪基面之间的较上部,由 0.5—10cm 厚的层缝

成。一个完整的层序(从下至上)为:(1)侵蚀面;(2)介壳碎屑层;(3)砂,平行及低角度平行层理,少量丘状交错层理;(4)砂,浪成沙纹层理;(5)泥层。

(3) 远端风暴砂分布在风暴浪基面附近,粒径较细,厚度小于 50mm (通常 4—10mm),具有以下层序:(1)有或无侵蚀底面;(2)平行层理;(3)交错层理,很少见粒序层理;(4)准原地介壳层,经簸选或稍被搬运。

第七节 洋流控陆架的沉积作用

典型的洋流控陆架有东南非陆架、南非陆架及撒哈拉陆架等,它们的特点是直接朝向开阔大洋,受到洋流的影响(图 3-25)。

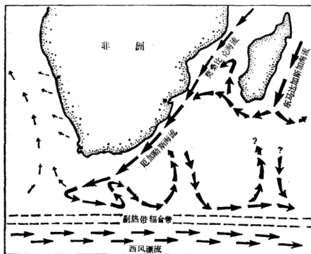


图 3-25 南非陆架的洋流系统 (Flemming, 1981)[99]

东南非陆架长 700km,宽 10 (北)至 40 (南) km (世界陆架的平均宽度 78km)。为弱潮区,潮差 1.7—1.9m。由于陆架较窄,陆坡又很陡(约 12°),因此西边界流 (厄加勒斯海流)能影响大部分陆架区。厄加勒斯海流向南,由莫桑比克海流、东马达加斯加海流补给,在陆架坡折带附近,最大表层流速超过 250cm/s。由于局部风应力、流路横向迁移的影响,使流速不稳定。

洋流控陆架的显著特点是沉积物平行海岸分带。Flemming (1981) 指出,由于厄加勒斯海流的作用以及其它因素(下沉的沙坝使陆源物质大部被阻截在内陆架)的影响,使东南非陆架具明显的沉积分带。内陆架为浪控沙楔;中陆架为洋流控沙带;外陆架为滞留砾石层。

以 50—60m 等深线为界的内陆架,北宽 5km,南宽 1km,属高能环境,受到西南向涌浪及强风应力的作用,并出现平行岸线、流向东北的风海流,与厄加勒斯海流流向相反。沉积物主要来源于河流载荷,由于波能很强,使细粒物质被逐出此带,推移质在风海流作用

下沿岸扩散，因此内陆架沉积物由楔状砂体组成，其上无底形构造。此沙楔也向海推进，到洋流足以起动砂粒的区域为止。另外，由于受到下沉的更新世沙坝的阻挡，使沙楔不能向水平方向伸展，而沿垂向加积，厚度达到 1—10m。

水深 50—100m 的中、外陆架都属洋流控区域。因受到流速很高的洋流的簸选作用，以及陆源物质供给量很少，故沉积物为骨屑砂和砾石，沉积构造以平行流向的纵向底形为特征(图 3-26)。中陆架宽 5—20km，沉积物为粗粒骨屑砂。并且具有沙束、沙垄、大沙波等底形(图 3-26)。沙束 (sand streamer) 是窄而长的纵向底形，在声谱图上表现为密集的平行细纹。沙束与沙垄的区别是宽度较小，由于砂供给量不足所致。沉积构造具有分带性，中陆架内带主要是大沙波，向外则过渡为小型沙垄和沙束。

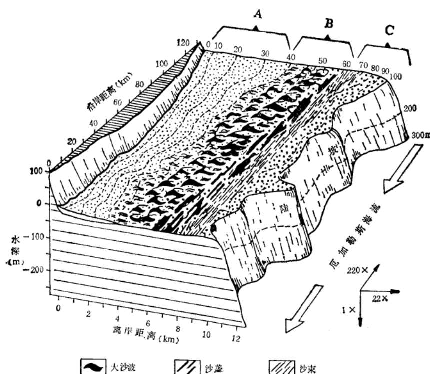


图 3-26 南非陆架的沉积相立体图 (Flemming, 1980)[72]

A——浪控内陆架沙席相；B——洋流控中陆架沙束砂相；C——外陆架残余砾石相

外陆架分布着砾石层，砾石由晚更新世礁屑或 9000 年前河口区陆源砾石组成，现已属滞留沉积，由厄加勒斯海流簸选而成。

由上述资料可看出，洋流控陆架具有以下特点：(1)陆架直接面向开阔大洋，陆架狭窄且陆坡坡度较陡，洋流可影响陆架的搬运、沉积过程。(2) 中外陆架的沉积物以经洋流簸选的粗碎屑为主，属原地沉积作用的产物，具有与洋流流向平行的纵向底形。

第八节 泥 质 沉 积

陆架泥质沉积（<0.063mm）的资料较砂质沉积为少，因为研究的难度较大。近年来进行了一些泥质物质的水槽试验，但结果不很理想。

细粒泥质点的沉积作用取决于悬浮体浓度、质点沉速和床面剪切应力（τ_0）。低浓度（<300mg/l）悬浮体在剪切应力约0.05—0.1Pa（相当于距床面1m高处的流速为15cm/s）条件下发生沉积。当浓度超过1000mg/l时，可能在较高剪切应力（约1Pa）条件下发生少量的沉积作用。泥质沉积作用多发生在波浪、流作用较弱的浅水内陆架区和浪基面之下的中陆架区。泥也可在高能区沉积，决定性的条件是局部流较弱，且悬浮体浓度很高，沉积物的厚度足以抵抗下次较强浪、流的冲蚀。总之，当物质的供给速率超过扩散速率时，就可出现泥质沉积。与温、热带大河口邻接的陆架上，泥质沉积最丰富，如黄河口外的陆架、长江河口南的东海陆架、亚马孙河口外的陆架等。

根据泥质沉积分布的位置，可划分为以下五种沉积区：近岸带内陆架泥带、内陆架泥带、中陆架泥带、外陆架泥带及三角洲外的陆架泥席（图3-27）。

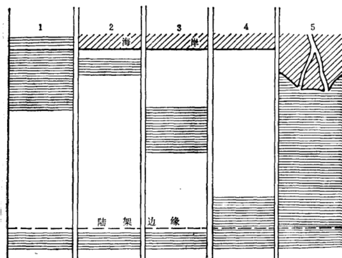


图3-27　陆架泥质沉积区的五种类型（McCave，1972）

1——近岸带内陆架泥带；2——内陆架泥带；3——中陆架泥带；4——外陆架泥带；5——三角洲外的陆架泥席

1. 近岸带内陆架泥带

在大河河口附近，从近岸带到内陆架均分布有泥质沉积，也可出现正常粒度递变。这是由于水体中悬浮体浓度特别高，达数百mg/l。此时不需要障壁来减弱波浪的作用，波浪虽可使泥再悬浮，但很快又再沉积下来。如苏北潮坪及相邻的黄海陆架。

2. 内陆架泥带

内陆架泥带出现在靠近大河河口的陆架区，由河口逸出的粉砂、粘土质点被沿岸流搬运，平行海岸扩散而成。此种陆架由海岸向外往往出现正常的粒度递变，即沿岸为砂，向外为泥质砂，再远过渡为泥，再向外为原地砂。这种情况表明，只有内陆架内带是现代沉积作用的活跃区，因为物源不足以及沿岸流的作用而限制了泥质点向中、外陆架搬运。长江口以南浙闽沿岸即存在内陆架泥质沉积带(图 3-39)，带宽约 35--60km，层厚 20m，向海渐变薄。

3. 中陆架泥带

在较强波能或较高潮差条件下，内陆架分布着宽阔的砂带，而中陆架存在泥带(必须长达 100km)。东海济州岛西南、美国西海岸及澳大利亚东南的中陆架都有泥带。泥带的形成是由于河流丰水期时细粒物质的供给速率超过了陆架流系对它们的扩散速率。许多中陆架区还存在规模小得多的泥质斑块。美国加利福尼亚外的中陆架泥质斑块是由于波浪对内陆架的泥质沉积侵蚀、扩散而形成。河流特大洪水期在内陆架堆积了 30cm 厚的泥质沉积，以后经过两年的波浪侵蚀、扩散，内陆架又恢复为砂质，而中陆架则出现泥质斑块，面积数百 m^2。

4. 外陆架泥带

通常，外陆架沉积物为原地中、粗砂，很少出现泥，因为外陆架水体的悬浮体浓度很低($<1mg/l$)，以及内波、内潮的影响使底流速变大，故不能发生沉积作用。但有些区域如美国西岸的华盛顿、俄勒岗州外的外陆架，由于陆架较窄、面对开阔大洋，河流的悬浮体在流的作用下可部分地扩散到外陆架而形成泥质沉积。

5. 三角洲外的陆架泥席

在有大三角洲发育的陆架，特别是热带气候条件下，整个陆架被泥席覆盖。恒河、密西西比河、亚马孙河三角洲外的广阔陆架均分布着泥质沉积；而长江、红河三角洲外的陆架外缘的泥质沉积还被原地砂环围绕。

第九节　陆架坡折带的沉积作用

陆架坡折带 (shelfbreak) 是陆架外缘的坡度明显增大的界面，是陆架至陆坡的过渡带。陆架坡折带在平面上呈微弯曲至锯齿带状，宽数百米至数公里，在剖面上最简单的情况是呈微上凸的曲面状，曲面的倾角多$<5°$，偶尔可超过 10°。此部分常被错断为一系列的阶状地形。

一、坡折带的类型

根据沉积作用的特征，可将陆架坡折带划分为六种类型 (Field, 1983)[121]：(1) 非补

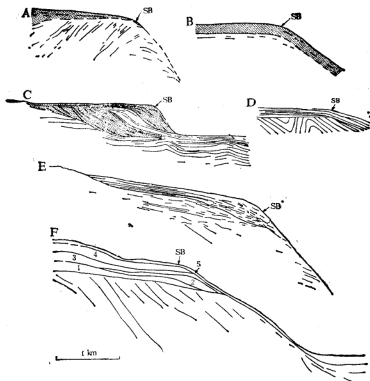


图 3-28 陆架坡折带的类型 (Field,1983)[171]

A——非补偿型；B——覆盖型；C——进积型；D——加积型；E——侵蚀充填型；F——复合型；
SB——陆架坡折带；1,4——非补偿型；2——进积型；3,5——覆盖型

偿型；(2)覆盖型；(3)进积型；(4)加积型；(5)侵蚀充填型；(6)复合型(图 3-28)。

1. 非补偿型坡折带

陆架沉积缺失或向海尖灭，坡折带裸露。沉积速率极低是由于缺乏物源、有地形屏障，或者是海洋过程使碎屑物越过坡折带而未发生沉积。

2. 覆盖型坡折带

从中陆架到坡折带覆盖了很薄(数米)的连续沉积层。环境特征是低沉积速率和低能量，由于陆架下沉或中陆架出现障壁，使大部分碎屑物沉积在近岸带。

3. 进积型坡折带

此种类型较常见，以侧向加积和向外建造为特征。陆架上的沉积物呈薄的平行层状，但坡折带处则由似平行至辐散状的层组成。沉积物厚度在坡折带显著增加。进积型坡折带通常存在于沉积速率高、能量强的海域。本类型陆架边缘的建造要求沉积物输入与引

起沉积物搬运和再分配的水动力能量之间处于平衡。如进积坡折带具有高的沉积速率，能量水平的降低将发生向上加积。对于沉积速率低的进积坡折带来说，能量减少将使之转变成覆盖型坡折带，能量增加将导致冲刷和超越搬运，演变为非补偿型坡折带。本类型坡折带的沉积物大多是粘土质粉砂，并夹有纹层或薄层状细砂。进积坡折带的沉积过程是阵发性的，沉积物主要形成在风暴期，以后将被改造，部分越过陆架向陆坡搬运。由于快速堆积可形成中等规模（100—1000m）至大规模（1—10km）的滑塌块体。

4. 加积型坡折带

极高沉积速率在陆架至陆坡形成加积楔，使坡折带向上建造。坡折带位置可保持不变，甚至向岸后退。环境的能量可强可弱，控制因素是沉积物的大量和连续供给，因此所形成的层序由连续的似平行层组成。下沉可促进加积作用。向上和向外的快速堆积可以产生中、大型的滑塌运动。

5. 侵蚀充填型陆架坡折带

此种类型常出现在太平洋陆架边缘。该区在第四纪时发生海面升降、沉积作用也直接反映了这种影响。在低海面时，某些地段遭受侵蚀，形成了明显的蚀槽，以后又被沉积物充填，因此称为侵蚀充填型。蚀槽中沉积物大多属进积型，有时为覆盖型。

6. 复合型坡折带

坡折带的第四系沉积物很厚时，沉积作用过程可划分为数个旋迴(幕)。每一幕出现非补偿型、覆盖型、进积型或加积型。旋迴的出现是由于物源供给量和能量场发生规律性变化所致。

二、大河三角洲外缘的陆架坡折带

陆架坡折带的沉积作用也取决于所在的气候带。在高纬度带，冰川、海冰是沉积作用

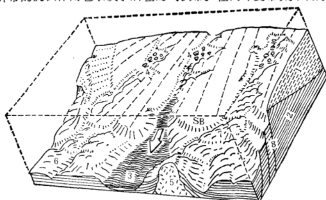


图 3-29 热带的河控陆架坡折带（Jean-Rene, 1983）[111]

1——全新世前三角洲粘土；2——更新世粉砂、粘土；3——海底峡谷；4——海底沟谷；5——泥底辟；6——阶梯状阶地；7——复合泥流；8——生长断层；SB——陆架坡折带

图 3-30　密西西比河前三角洲沉积物的同生变形构造（Coleman，1982）[121]

的主要营力；低纬度区域以较高的河流输入物为特征，或形成礁及碳酸盐台地；中纬度区则具有过渡性特点。相同气候条件下的不同大地构造环境（被动边缘、活动边缘、裂谷边缘）又具有不同的沉积作用。

由河流排出的大量细粒物质在坡折带处沉积，使坡折带迅速向海推进(图 3—29)，属进积型。密西西比河、亚马孙河、恒河及尼日尔河三角洲外缘的陆架坡折带都属这种类型。坡折带即为前三角洲外缘。由于河流物质的迅速堆积，坡折带在平面上呈向海凸出的舌状体，在剖面上呈光滑微向上凸的弧面。因为沉积速率很高，粉砂、粘土中的孔隙水未能排出，产生了超孔隙流体压力，使沉积物的稳定性降低，而发生块体运动，形成弧型滑塌、泥流沟、生长断层、泥底辟等同生变形构造(图 3-30)。如泥流沟能迅速向海伸展，可成为沉积物块体、泥流向下搬运的通道。

海平面下降促进三角洲快速向外进积。末次冰期时，密西西比河三角洲以一系列浅水小三角洲的形式向海进积。每一进积单位的厚度为 30—55m，向海推进的距离达 100 km，横向宽度为 50—70km。由地震剖面可见坡折带进积层迅速向外建造(图 3-31)。柱样分析表明，坡折带上部的进积层组由砂、粉砂互层组成，下部则为粉砂质粘土及粘土。顶部的水平反射层是由薄层状粉砂及粘土组成，属正常悬浮沉积。每一进积层组厚度约 60—70m，延伸 3—4km，倾角 1.3—2.5°。^{14}C 测年资料表明，此进积层组是形成于威斯康星冰期末期(约 18000—20000 年前)。



图 3-31 现代密西西比河三角洲前缘陆架坡折带的地震剖面图 (Coleman, 1983)[121]
A——上部水平层；B——进积层系

进积三角洲前缘出现的块体运动对陆架坡折带的向外进积有重要意义。沿生长断层面能形成 25—40m 高的陡崖，横向可延续几公里。生长断层的活动与沉积作用同步进行、各个层的断距随深度而增加，最表层断距约 5—10m，深部可达 70—80m。泥流越过断层面陡崖，沉积在下降盘，并掩盖了陡崖。以后，生长断层又活动形成新陡崖，再被泥流掩盖。泥流充填和同生断层的多次活动使陆架坡折带堆积了大量沉积物，并向外进积。

大三角洲的前缘常发生块体崩塌、形成弧形陡崖，然后被进积相充填。充填的沉积物称为"加积单位"，倾角由 6—8° 逐渐减缓至 3°，岩性为粉砂、粘土。这种方式的沉积几乎占据了晚更新世陆架进积相的大部分。

三、东海的陆架坡折带

东海陆架坡折带是东海陆架的最外缘，向海与陡峭的东海陆坡(即冲绳海槽西坡)相

接。坡折带向海凸出呈弧形带状(图 3-32),长 1000 多 km,宽 4—18km,上限水深 132—162m,下限水深 200—250m,坡度 13—44′(东海陆架平均坡度 1′,东海陆坡坡度 1—3°)。普遍发育多级阶状地形及沟谷。距今 20000—15000 年晚更新世末,海面下降到距现在海面 130m 以下,当时的岸线即位于现代陆架坡折带附近,海面升降对陆架坡折带的塑造有重要意义。

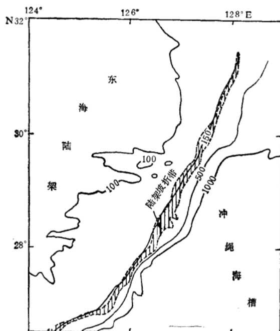


图 3-32　东海陆架坡折带平面图(谢钦春,1984)[42]

东海陆架坡折带处水动力条件很复杂,受到潮汐、洋流(黑潮)及风暴的作用。平均潮流底层流速为 31.8—36.0cm/s,余流流向在夏半年为北北东,流速 5.5—12.0cm/s,冬半年为北东向,流速 11.0—20.3cm/s。底层流(潮流起主要作用)最大流速为 50—92cm/s,与沉积物的中值粒径处于平衡状态。

坡折带处的表层沉积物主要为钙屑陆源细砂,含 $CaCO_3$ 25—50%(重量百分比)。从体积上看,由水柱中沉降的现代浮游有孔虫壳体占沉积物总体积可达 70%。长江输入的大量悬浮载荷多沉积在浙、闽沿岸的内陆架,能达到坡折带的量甚微,故坡折带处的悬浮体浓度仅 1—2mg/l,且以生物骨屑为主。从成因上看,坡折带的表层沉积物属流控原地沉积,除现代悬浮沉积组分外,还含有晚更新世低海面时形成的残留陆源砂。在部分地段发现了小沙波,波长 5—25m,波高 0.5—2m,峰脊线走向北东至北北东。沙波不对称,陡坡指向东南,即冲绳海槽方向。而且,悬浮体浓度在近床面处反而升高。这些都表明,沉积物受到现代底流的改造与搅动。

第十节 东海陆架的沉积作用

东海陆架是世界上最宽阔平坦的陆架之一。平均宽400km，北段宽（最宽601km），

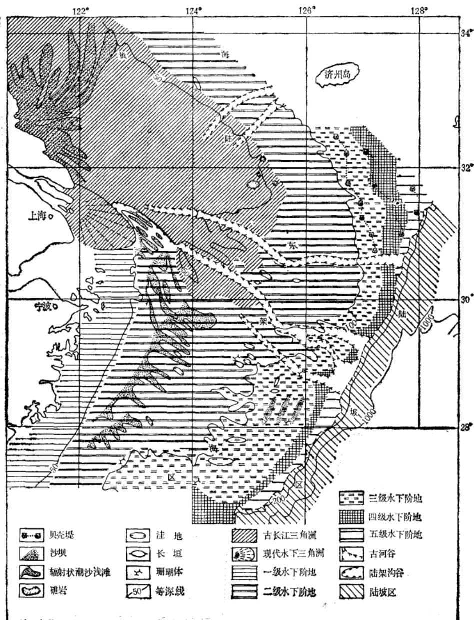


图3-33 东海地貌图(国家海洋局第二海洋研究所,1987)

南段窄(最窄 310km)。外缘水深 150—160m。由西北微向东南倾斜,平均坡度 0°1′17″,100m 深度内更为平缓,仅 0°0′54″。以 60m、100m、两条等深线为界,将陆架划分为内陆架、中陆架和外陆架三部分。长江口北的内陆架为古长江三角洲(又称长江浅滩,图3-33)所占据。陆架上发育了五级水下阶地,它们外缘的水深分别为 60、100、120、140 和 160m,反映了海面的较长停顿阶段。其它较突出的地貌形态是内陆架的潮沙浅滩(即潮流沙脊)和横贯陆架的古河谷。

影响东海陆架现代沉积作用的动力过程很复杂,内、中陆架为潮控,中、外陆架受到潮流、风暴及洋流的综合作用。陆架上的沉积物主要形成在晚更新世晚期,以后受到全新世海洋过程的改造并发生再分布;故从物源方面看,除内陆架的内带及中陆架的南黄海环流影响区属外源沉积陆架外,绝大部分属原地沉积陆架。

一、晚更新世晚期的沉积作用

大量地貌、岩矿、古地磁、^{14}C 测年等资料均证实,晚更新世晚期东海经历了一次大规模的海退和海侵。35000 年前 (Q_3^3) 海退开始,到距今 20000—15000 年玉木冰期 (Q_3^{4-2}) 时,海面降至最低位置,即现在的 150m 深度处。那时,东海陆架大部处于陆相条件下,成为沿海平原,有力的证据是在现水深 100—162m 处发现了只能在潮间带和河口附近生活的软体动物壳。在现代陆架坡折带,即当时的滨岸地带、堆积了海滩砂层。海面在下降过程中曾在 60m、100m、120m、140m、160m 深度处停顿,因而塑造了五级海成阶地。部分地段还发育有与之相伴的贝壳层、沙坝等。约 15000 年前的晚更新世末期 (Q_3^{4-3}),海面开始上升,到 12000 年前 (Q_3^{4-4}) 已升至现今 60m 深的位置。在此时期,潮流将原来的滨岸沉积改造为广泛的潮流沙席。

现在的内陆架区在晚更新世晚期为古长江三角洲平原,直到 11000 年前 (Q_4^1) 才重新被海水淹没。由于最后被淹没,且末次海侵又十分迅速,故原始的三角洲沉积特征保存较多,易于辨认。这些沉积物具有以下特征:(1)黄褐色,石英颗粒多被铁污染;(2) 在部分站位发现硬粘土层,表明曾经受风化、成壤过程;(3)有部分站位发现有三角洲平原上常见的弹丸状铁质结核和钙质结核;(4)沉积物中有机质低,Fe^{3+}/Fe^{2+} 高;(5)贫生物碎屑。但是,它们已受到现代海洋动力过程的改造成为现代原地沉积。

二、全新世的沉积作用

1. 潮流沉积

内陆架及中陆架广泛分布潮流沉积,其它部分也受到潮流的影响,因此,潮流沉积作用在东海陆架具有特殊重要的意义。潮流沉积有潮沙浅滩相及潮流沙席相。

潮汐的动力特征　与沉积作用有关的潮汐动力因素是潮差和潮流。太平洋潮波经台湾和九州间的水道进入渤海、黄海和东海。东海的潮差很有规律,东部小、西部大。在琉球群岛附近,平均大潮潮差仅约 1.5 米;至中国沿岸,等潮差线几乎与岸线平行,越近大陆潮差越大,在江苏沿岸最大潮差可达 6m 以上,闽浙沿岸可达 8m 以上(图 3-34)。

中国近海的潮流比较复杂。黄海的潮流多为旋转式,中央流速小(约 50cm/s),近岸

大，东岸大于西岸。中国沿岸约为100cm/s，朝鲜沿岸最大可超过125—150cm/s。东海潮流近岸多为往复式，外海为旋转式。流速也是近岸大(100—150cm/s)，外海较小(80—100cm/s)。东海近岸地区由于海湾、岛屿多，潮流情况变得更为复杂。台湾海峡潮流为南北向，北口流速小，不超过100cm/s，南口可大于100—150cm/s。

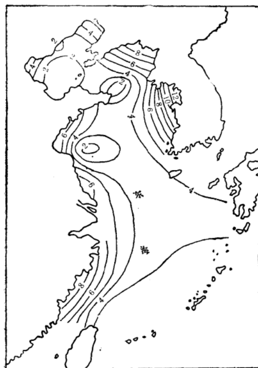


图 3-34　东海的最大可能潮差(单位为m；沈育疆，1981)[21]

潮汐浅滩相　东海内陆架区最大潮差为5—6m，潮汐浅滩（又称潮流沙脊）发育较广泛，其中规模最大的为江苏辐射状潮汐浅滩、浙闽岸外指状潮汐浅滩，次要的为台湾潮汐浅滩等（图3-33)。潮汐浅滩的规模变化很大，长2—100km，宽1—10km，高7—30m，浅滩间的间距为1—10km。浅滩相互平行，但江苏的浅滩则呈辐射状。

组成潮汐浅滩的物质多为细砂，中值粒径0.063—0.25mm，分选极好。沉积物的结构类型决定于物质来源和潮流能量。如朝鲜西岸的潮流流速高，向海搬运了大量砾石、粗砂物质，则组成浅滩的沉积物也粗。江苏潮汐浅滩的沉积物主要来源于古长江和老黄河的水下三角洲，粒度偏细。浅滩砂的结构组分中跃移组分的频率占80%以上，悬移组分次之，含量小于20%。

江苏潮汐浅滩　在现代长江口至苏北废黄河口之间广大海域内(122°E以西；长200km，宽90km)，分布着众多的水下浅滩（图3-33)。它们大体以弶港为顶点，呈辐射

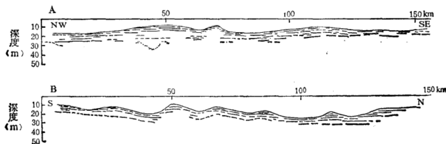


图 3-35　潮汐浅滩的横剖面(李文勤，1981)[21]

A——弶港以北的剖面；B——弶港以南的剖面

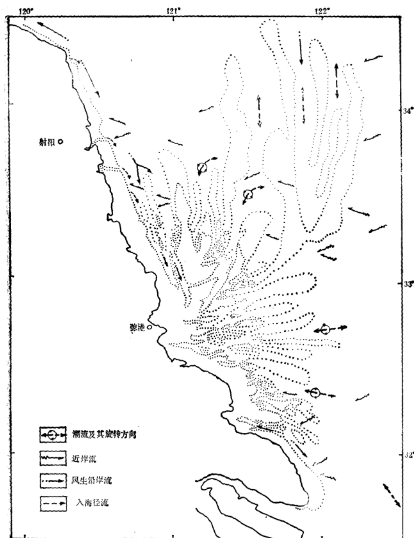


图 3-36　江苏潮沙浅滩区的动力条件(耿秀山,1981)

状向外伸展。此范围内共有 70 多个大小不等的浅滩,各浅滩之间的槽向外渐变宽呈喇叭形,这些槽即为潮道,水深 10—15m,最深可达 48m。

单个浅滩长十多公里,最长可达 100km,宽 5—10km。以东沙浅滩为最大,低潮时出露面积达 600 多平方公里。根据浅层剖面仪资料(李文勤,1981)[21],浅滩的峰脊浑圆,两翼对称。弶港以北,或者是北翼陡,或者是南翼陡(图 3-35);而弶港以南,南翼多较陡。浅

滩滩面平坦。

江苏潮沙浅滩的沉积物可分为上、下两层。上层又分为两小层：(1) 顶部厚约 5—10 m，为泥、砂互层。(2)底部为砂，北部厚约 1—1.5m，南至长江口附近厚约 2—3m。下层的厚度变化较大，约 6—10m，亦由泥、砂互层组成，但以砂层为主，较上层为粗。上、下层之间接触界线清晰。

江苏潮沙浅滩是该区动力场的产物。动力场的作用因素除潮流外，还有波浪、沿岸流(图 3-36)。本区的潮流主要为往复流，仅在东部开阔地段出现回转流。在弶港以北，潮流流向与岸线平行，涨潮流流向 167—183°，峰值流速 150—250cm/s，落潮流峰值流速稍低，为 100—150cm/s。弶港以南涨潮流流向西北—西。沿岸流很弱，表层流速 8—12cm/s，底层流速 2—5cm/s，但当叠加在潮流上就有较重要意义。

潮沙浅滩是由平行峰值潮流速的流向且旋转方向相反的螺旋形环流对所形成。在弶港外一走向东北的浅滩(东沙)尾部曾实测到 (叶和松，1981)，滩两侧潮流的旋转方向相反，西侧为顺时针，东侧为逆时针。

潮流沙席相　部分中陆架 (123.5°-126°E，32°—30°N 以南)及部分外陆架 (30°N 以南)为潮流沙席所占据 (图 3-37)。沉积物以细砂为主，分选好，中陆架砂的组分多是陆源碎屑，向外浮游有孔虫骨屑逐渐增多，可高达 70%。

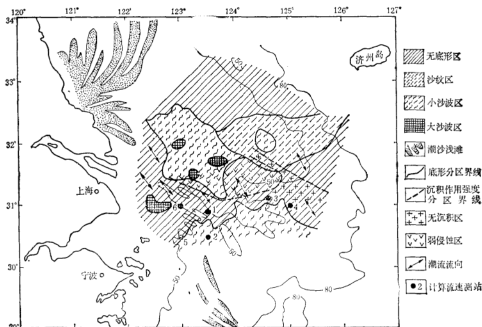


图 3-37　东海中陆架沙席的底形类型(部分根据 Ye 及 Butenko，1983)[46]

中陆架沙席区的旁侧声纳资料 (1980—1981) 表明，沙席上广泛发育了各种横向底形——沙纹、沙波 (图 3-37)。在此范围内虽未发现纵向底形，但在南部 (30°N 以南)即存在潮沙浅滩。从平面分布上看，沙波(波长 100—500m，波高 1.5—2.0m) 仅局部存在，

多见于水深较浅处。按 Stride 的模式图(图 3-11),这种底形出现在中强潮流(流速 60—80cm/s) 区。应产于较弱潮流(流速 50cm/s 左右)区的沙纹广泛存在。由于本区潮波是由外海传向近岸,由深水传向浅水,因此潮流流速由中、外陆架向近岸增大,正好与上述底形的分布规律所反映的潮流强度变化趋势一致。这也从另一侧面证明这些底形主要是由于潮流形成。此潮流沙席与现代潮流动力条件相平衡,因此仍应属"现代"沉积,但物源并非由现代河流提供,而是原地不同年龄 (Q_3^2—Q_4^1) 的沉积被潮流改造、再沉积而成。

沙席的结构组分与现代潮流动力条件是否平衡,可通过潮流流速与砂粒起动流速的关系来证实(表 3-5)。由表可见,本区潮流流速均超过砂粒的起动流速。

表 3-5 东海陆架6测站的底流流速及底砂的起动流速 (Ye,1983)[46]

站号	位置		水深 (m)	底质平均粒径 (mm)	近底最大涨、落潮流速		底流		底质起动流速 (海底上 1m 处, cm/s)	底形特征	
	北纬	东经			流向	流速 (cm/s)	流向	流速 (cm/s)		沙波蜂脊走向	类型
1	31°55	123°40′	38	0.16	NW SE	70	23°	5	36.9	80°	直线状小沙波
2	31°30	123°40′	36	0.19	NNW-SSE	65	20°	13	39.0	80°	方格状小沙波
3	32°10	124°30′	40	0.18	NW SE	58	320°	2	38.5	70°	蜂脊分支小沙波
4	32°0	124°50′	47	0.08	NWW-SEE	50	78°	5	30.7	不规则	蜂巢状小沙波
5	31°30′	123°0′	32	0.27	NW-SE	60	23°	5	42.9	90°	直线状小沙波
6	32°0′	123°0′	34	0.22	NNW-SSE	65	352°	13	40.4	13°	大沙波

2. 环流的搬运、沉积作用

东海陆架的环流系统包括黑潮系统和沿岸流系统(图 3-38)。

黑潮是流经本区的大洋性强流,经台湾东侧向 NE 方向流动,表层流速 150cm/s, 底层流速 20—30cm/s。黑潮具有高温(最高水温达 30℃)、高盐 (35.00‰) 特点。黑潮在台湾东北分出的支流称台湾暖流,沿 123°E 向北偏西流动, 流速约 35cm/s, 至长江口减弱至 10cm/s。黑潮在 31°30′N, 128°15′E 附近又分出一流向北西的支流,称黄海暖流, 在黄海南部的流速仅 5cm/s。

沿岸流系中主要有黄海沿岸流和东海沿岸流。黄海沿岸流的分支包括鲁南沿岸流和苏北沿岸流等。东海沿岸流系是由长江、钱塘江、闽江等的入海径流与海水混合后的一股低盐水组成。夏季由南向北流动,冬季则由北流向南,流速在 20cm/s 以上。

东海环流系统基本上是由自南向北流动的黑潮流系和自北向南流动的沿岸流系构成的气旋式环流系统。此系统包含有大、中、小三种规模的环流。大型环流作用范围包括整个渤海、黄海和东海,称东中国海环流。中型环流属地区性环流, 对本区沉积作用影响最大的是黄海环流,系黄海暖流和黄海沿岸流构成的终年气旋式环流;在南黄海, 由黄海暖流西侧支流和苏北沿岸流构成的南黄海环流是其主体。由于冬季受东北向季风影响, 黄

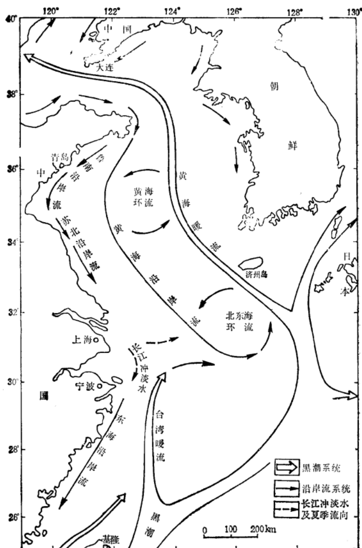


图 3-38 东海陆架的环流系统(苏育嵩,1986)

海环流较夏季增强。小型环流亦称涡旋，具有季节性特点。环流系统在陆架的现代沉积过程中起着重要的作用。

黄河输入海洋的悬浮载荷有一部分被黄海沿岸流带入东海北部后，由于受台湾暖流的“顶托”,在济州岛西南的南黄海环流区发生沉积形成了中陆架的泥带(图 3-39)。黄海槽(即黄海盆中心的深水区)为黄海沿岸流与黄海暖流之间的相对静水区，由于此黄海环流的作用,流速降低,也沉淀出泥带。

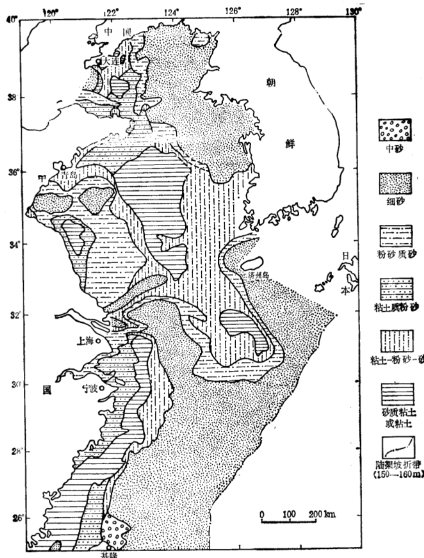


图 3-39 黄、东海底质图(参考 Acta Oceanologia Sinica, 1983 编绘)[46]

长江入海的悬浮质绝大部分被截淤在河口区,只有很小部分能进入东海沿岸流,在浙闽岸外形成宽的内陆架泥带。由于台湾暖流是沿 123°E 向北流动,使沿岸流所挟带的现代长江悬浮物被截淤在 123°E 以西,很难逃逸出去。但这些海流的流向和强度有季节性变化,加上潮流的作用,少量泥质悬浮物可扩散至 124°E, 改造中陆架的晚更新世砂质沉积,使之成为泥质砂。

3. 暴风浪的侵蚀、沉积作用

本区在寒潮大风侵袭时波浪的波高 2—3m，最大波高约 4m。台风时可产生 11—12 m 高的波浪，最大波高达 12—14m。强台风过境时，在福建外海曾记录到波高 16m、周期 13.6s、波长 288m 的巨浪。

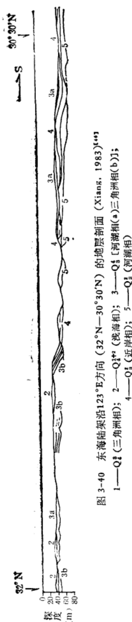


图 3-40　东海陆架沿123°E方向（32°N—30°30'N）的地层剖面（Xiang, 1983）[46]
1——Q_4^3（三角洲相）；2——Q_4^{1+2}（浅海相）；3——Q_3^3［河湖相(a)三角洲相(b)］；4——Q_3^2（近岸相）；5——Q_3^2（河湖相）

Komar 和 Miller (1974) 所提出的计算波浪产生的近底层流的流速 (U_m) 公式如下：

$$U_m = \frac{\pi d_0}{T} = \frac{\pi H}{T\,\mathrm{sh}(2\pi h/L)}$$

d_0——波轨迹直径，T——波周期，H——波高，L——波长，h——水深。根据浙江沿岸在台风过境和寒潮期间的波浪资料，用上式计算得：$U_m = 515\mathrm{cm/s}$ ($h = 30\mathrm{m}$)；$U_m = 94\mathrm{cm/s}$ ($h = 100\mathrm{m}$)；$U_m = 43\mathrm{cm/s}$ ($h = 140\mathrm{m}$)。因此，东海外陆架海底可被风暴浪所扰动。

风暴浪在浅处作用更强，可冲蚀 50m 深度内的海底，使老地层 (Q_3^2等) 出露(图 3-40)。侵蚀产物中的细粒物质可进入环流系统，进行搬运、沉积。

在内陆架的一些站位 (31°30'N, 123°30'E) 已发现了风暴沉积。风暴层的底部有侵蚀面，其上为贝壳滞留沉积，向上过渡为细砂，整个层序具有正粒序，反映了能量的逐渐衰减。

三、沉积构造分区

东海陆架各个地段由于水动力能量、环流特征及现代泥质沉积强度、沉积速率、生物混合作用程度的不同，因而表层 (50cm 厚度内) 沉积物的沉积构造有显著差异，从而可划分出沉积构造区(图 3-41)。

(1) 水平纹层构造区，其范围即为现代水下三角洲。X 光照片显示，表层 1m 内水平纹层构造发育，纹层厚 1—5 mm，由粉砂、粘土的互层组成。由于沉积速率很高 (1.0—5.4cm/a)，生物扰动很弱，很少见潜穴。

(2) 生物扰动构造区，本区范围为古长江三角洲区。由于现代沉积速率近于零，沉积物受到强烈的生物扰动，呈现斑团构造，原始层理完全被破坏，并出现大量潜穴。

(3) 沙波构造区，中、内陆架潮流沙席区由于潮流及风暴作用很强，沉积物表面广泛发育了沙纹、沙波。

(4) 混合沉积构造区，中陆架现代泥质沉积区的沉积速率约 0.3cm/a，由于不同时期环境条件有变化，有的层生物扰动程度较低，有的层程度

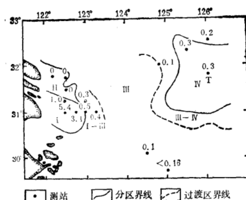


图 3 41 东海陆架沉积构造分区（Cheng，1983）[46]

I——水平纹层构造区； II——生物扰动构造区； III——沙波构造区；
IV——混合沉积构造区； I-III 及 III-IV——过渡区
（站位旁数字代表沉积速率，单位为 cm/a）

较高。如T站位（31°45′N，126°0′E）在50cm深度内可划分为三层：上层，厚5cm，有清晰的纹层构造并出现生物扰动；中层厚7—8cm，为斑团构造，潜穴密集；下层为斑团构造。

第四章　陆坡陆隆的硅质碎屑沉积体系

陆坡、陆隆、边缘海盆及海沟位于大陆边缘的外部，在陆架坡折带和深海平原之间。此等环境中的沉积作用完全不同于陆架，主要受块体运动、大洋底层温盐环流及水柱中的沉降等过程的控制，而受波浪、潮汐和风海流的影响很小。陆坡、陆隆沉积了大量以陆源成分为主的沉积物，厚度可达2000—5000m。1978年前对陆坡、陆隆的沉积作用研究得很少，直到近年来由于找寻石油的需要以及技术的进步才进行了一些调查，但要得出完善的模式还需作更多的工作。近年来的研究内容多集中在以下两方面：(1)表层沉积物的类型及分布；(2)借地震反射剖面查明地形、沉积层序及沉积物。

第一节　地貌特征

一、陆　　坡

陆坡与陆架一起称为陆缘阶地(Continental terrace)。陆坡(continental slope)为一位于陆架坡折带以外的向海倾斜的斜坡，水深200(100—250)至2500(1500—3500)m。下限的深度是变化的，大西洋平均2400m，欧洲2800m，非洲2200m，美洲2500m，加勒比海陡崖陆坡3500m。坡度3—6°(图4-1)，平均4°，但有些区域或地段可超过15°，

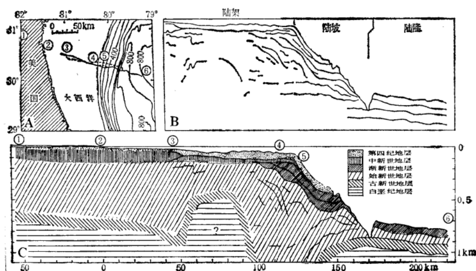


图4-1　大西洋西北边缘陆坡剖面图(Kelling，1976)[119]

A——平面图；B——地震解释剖面图；C——地层剖面图

甚至达 35° 以上。Heezen (1959) 认为，陆坡下界应以坡度 1:40(1.43°) 为限。陆坡坡度在很大程度上取决于是否存在现代或古三角洲沉积。迅速向海推进的三角洲，如密西西比河、尼日尔河、尼罗河等三角洲的大量沉积物的再沉积作用，使陆坡坡度减小到 0.3—0.5°。陆坡宽度较窄，通常为 10—100km。陆坡与陆架的连接处较平滑，与陆隆之间有截然的分界。

陆坡上常见的地貌形态有海底峡谷 (submarine canyon)、谷槽 (channel) 和坡谷 (slope gully)。海底峡谷规模最大，起源于陆架上的大河口外，穿过陆坡，直达陆隆或深海平原。谷槽较短，不能穿越陆坡，由块体流冲刷而成。坡谷最小，往往多组共生甚至成网状，多出现在上陆坡或海底峡谷的天然堤上，部分坡谷可能是更新世低海面时，河流侵蚀作用造成的，但后来又被沉积物重力流所加宽加深。其它地貌形态有断崖及盆地，盆地面积可达数十平方公里，因为构造作用、峡谷被堵塞，底辟上升所造成。这种小盆地沉积与正常陆坡层序显著不同。大规模滑移、滑塌常在陆坡上造成陡崖、洼地和弓形堆积体。

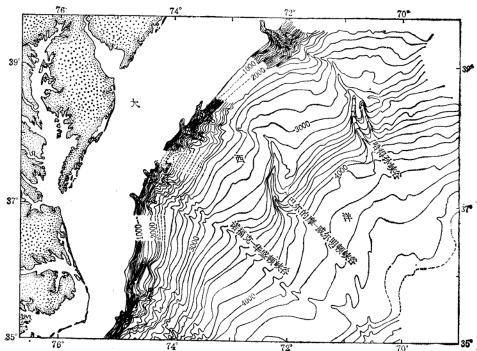
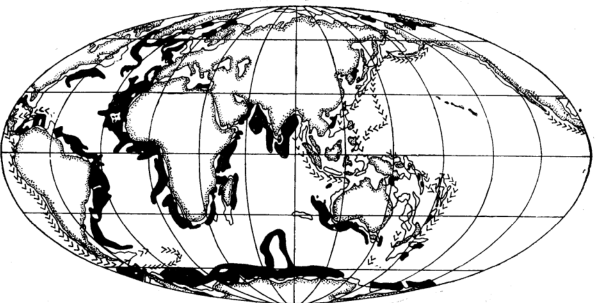


图 4-2 西北大西洋边缘的海底峡谷 (Newton, 1985)

海底峡谷是大陆碎屑物质进入洋盆的主要通道。呈蛇曲状延伸(图 4-2)，并可分支，断面为V字形，两壁很陡，谷底起伏不平。宽数至数十公里，最宽 70km，长度变化很大，平均 50km，最长 370km。短峡谷坡度较陡，坡度为 3°(58×10^{-3})，长峡谷稍平缓，为 0.5—0.7°，即($8—13$) $\times 10^{-3}$，峡谷的规模主要取决于基底性质，如在粉砂、粘土堆积迅速



陆隆　　<<<<<< 海沟

图 4-3　陆隆和海沟的分布 (Emery, 1980)[47]

的推进陆坡上则伸展很快,规模很大,但如基底为坚硬的岩石则伸展较慢。峡谷多起始于大河河口外,越过陆架、陆坡,直伸展到陆隆甚至深海平原,与深海扇相接,但至下部往往变窄变浅。峡谷常切入陆坡使基岩露出。

二、陆 隆

陆隆是一位于陆坡坡麓向海变薄的楔形沉积物裾,又称为外大陆边缘,基底为洋壳。陆隆宽 100—1000km,沉积物厚度可达 5km。陆隆平均坡度 0.1—0.6°,平均坡降 $(1.3—10) \times 10^{-3}$。水深由 1500—4000m 至 3000—5000m。陆隆面积约 $19 \times 10^6 km^2$*,占洋底总面积的 6%。陆隆表面起伏不大,多小于数百米。陆隆主要出现在被动边缘(图 4-3),活动边缘由于海沟截留了陆源碎屑物而不能形成陆隆。大西洋、印度洋周边几乎都发育有陆隆,以大西洋的最宽,占其总面积的 25%;而太平洋周边大部缺失,仅白令海、阿拉斯加湾等处局部发育。陆隆上部坡度较陡,下部坡度较缓,根据这一特征又可将陆隆分为上陆隆和下陆隆。

陆隆实质上是由一系列的海深扇(submarine fan)组合而成。扇半径数十至数千公里,面积数百至数百万平方公里,沉积物厚数十至数千米。深海扇的地貌单元可分为扇谷及舌状体(图 4-4)。扇谷(fan valley)是海底峡谷的延续,谷底有局部的隆起和凹陷,前者可高出周围扇面 100 多米,在扇的末端由于坡度减小而失去动量,主扇谷分支成多股分流谷。舌状体可分为三部分:上扇、中扇和下扇。上扇为有天然堤的扇谷的延伸区;中扇为分流谷分布区,分流谷宽数百米,深数米;在下扇,谷槽状流已被片状流所代替。扇末端界线不清,往往与深海平原的同类沉积连接在一起。深海扇上常发育有次一级的上叠扇(suprafan),系扇谷末端发生快速沉积所形成的地貌形态。

第二节 沉积作用的影响因素

影响陆坡、陆隆沉积作用的主要因素是地质构造环境、海面变化、物质来源及生物活动。

一、地质构造环境

地质构造环境是控制陆坡、陆隆沉积作用的一级制约因素。大陆边缘可分为幼年、青年、壮年(成熟)和老年等发展阶段(Emery,1980;表 4-1)[67]。幼年阶段陆坡仅局部或未发生沉积作用,基底岩石外露,陆隆未形成(图 4-4)。青年阶段陆坡的沉积作用仍很微弱,陆隆未形成或仅处于胚胎阶段。壮年时陆坡已被很厚的沉积物所覆盖。在物源充分的构造稳定区(被动边缘),陆坡向前推进;在物源不足的不稳定区,滑塌及浊流削蚀陆坡使其表面呈阶梯状,深部的老岩层可局部出露。由于外陆坡基底下沉经常使陆坡坡度变得很陡,大量碎屑物到达陆坡坡麓形成了陆隆。老年阶段的大陆边缘由于聚敛板块形式

* 据Emery (1980)[67] 资料,陆隆面积为 $50 \times 10^6 km^2$。

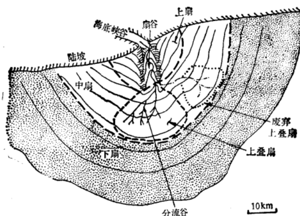


图 4-4 深海扇模式图（Normark, 1978）[62]

表 4-1 大陆边缘的发展阶段（Emery, 1980）[67]

阶段	特征		
	陆架	陆坡	陆隆
幼年	基底岩石露出，沉积物很薄且呈斑块状分布	基底岩石露出，仅局部有很薄的沉积物	未形成
青年	盆地中有很厚的沉积物充填	基底岩石露出，局部有很薄的沉积物	未形成或很小
壮年	厚的毯状沉积物，可有珊瑚礁障壁和断裂后底辟	厚沉积物，陆坡呈推进型、削蚀型、或底辟型	被动边缘沉积物很厚，转换边缘很薄
老年	沉积物断裂、褶皱	水深很大，沉积物强烈扰动	无

的构造活动而被破坏，最初出现深海沟，以前的陆隆俯冲入陆壳下。此阶段的沉积作用发生在小盆地、海沟内，海沟也阻止了形成新的陆隆。老年阶段可和上述三阶段中的任一阶段相接。现代大部分的海沟被陆架包围，故是由青年直接过渡为老年阶段。

现有的地震反射资料表明，太平洋大多被老年阶段的大陆边缘所包围，近于连续的海沟将其环绕；但长江、湄公河、育空河等大河外的边缘都处于壮年阶段；海沟沿岸的陆架则属青年阶段。大西洋以壮年边缘为主，但南、北高纬带和加勒比海则多为青年边缘。大西洋的壮年、青年边缘的陆坡都以削蚀型较常见。印度洋东侧为青年阶段及老年阶段，西侧为青年阶段。

构造活动，如地震和断裂活动的频率和强度影响着沉积物重力流的频率和体积。在成熟的被动边缘，地震频率虽低，但往往较强，可触发大的滑塌并转化为碎屑流和浊流。活动边缘由于频繁的地震，使沉积物不能长期停留在外陆架而形成大堆积体，故也不会形成巨大的浊流。

构造活动性的另一方面——水平和垂直运动速率——也影响着陆坡、陆隆的沉积作用。转换边缘小盆地以及活动边缘的弧前、弧后、海沟盆地的下沉速率可达 1.5—5m/10³a；而被动边缘及洋盆的沉陷速率很低，为 0.1—0.4m/10³a。抬升速率大能增加碎屑供应量，下沉速率快则促进了碎屑物的搬运和沉积。在活动和转换边缘，山脉的抬升速率很高，为 3—10m/10³a、持续的时间较短（10⁵—10⁶a）。此时陆坡由断崖组成，沉积物部分沉积在陆坡小盆地内，大部将进入毗邻的边缘海盆和海沟。

二、海面变动

全球及局部的海面变化对于陆坡、陆隆的沉积作用有深刻的影响。间冰期海面上升到现在或更高的位置，宽阔平缓的陆架使河流物质大都堆积在其内带，只有很少的部分能到达陆坡，故不利于陆隆的发育。冰期海面下降 40—150m，陆架大部分露出，河流可将其载荷直接堆积在陆架坡折带附近；因此，大量的陆源物质可以浊流或碎屑流、滑塌等形式搬运入陆坡、陆隆及深海平原。晚第三纪冰期开始时，海面发生迅速的下降、河流延伸到北大西洋陆架外缘；如 Laine（1980）[116] 认为北大西洋深海平原的大部分沉积物可能是此冰期搬运去的。

在理论上，全球低海面时期等深流更活跃。实际资料也表明，各个时代的被簸选的浊积物多出现在低海面时期，因为等深流能对已有沉积物进行侵蚀和分选。

三、物　源

陆坡、陆隆以再沉积作用为主。供给再沉积作用的物质来自过渡物源区，即陆架边缘。恒河、密西西比河、印度河等大河三角洲系统能较迅速地输送大量陆源碎屑物至陆架外缘，为再沉积作用提供了丰富的物源。高纬度区冰川及浮冰也能将大量的陆源碎屑搬运到陆架边缘。低纬度区的物源常是来自碳酸盐礁及台地的生物碎屑，但供给速率较低。若过渡物源区没有大量碎屑物质，则不利于为陆坡、陆隆提供物源。

四、生物活动

生物的生产力以及生命活动对陆坡、陆隆的沉积作用有重要意义，它影响着水柱中质点的类型和浓度，从而也影响着底质的沉积速率。生产力决定于表层水体中营养盐的水平，区域性的沿岸上升流及其羽体和射流只是营养盐的线状和点状来源，而水体的大规模的涡动和流环才能影响大面积的沉积过程。在外大陆边缘，生物的另一重要效应是促进沉积作用，浮游生物滤食水柱中的细颗粒（生物及陆源来源）并生产较大的球粒（直径数十至数百微米），后者能较迅速的下沉（数百至 1000m/d），加入到沉积物中。据计算（Dunbar，1981）[66]，加利福尼亚大陆边陲的圣巴巴拉陆坡盆地沉积中有一半是来自这种生物球粒。

第三节　搬运沉积过程

陆坡、陆隆的搬运沉积过程可分为连续和不连续。连续过程包括水柱中的沉降作用、

浑水流羽体和底层流的作用。参与此过程的流体体积虽大，但碎屑浓度很低，因此沉积速率也很低。不连续过程则包括浊流、碎屑流、滑动等方式，参与作用的流体体积虽较小但浓度很高，故沉积速率也很高。

一、浑水流羽体

由海岸带逸出的细质点在陆架区可形成低浓度（1—10mg/l）的浑水流羽体（turbid

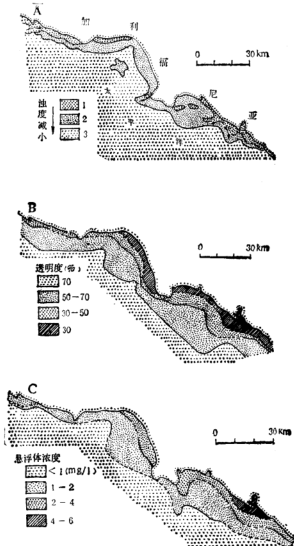


图 4-5 加利福尼亚大陆边陲水体密度、透明度及悬浮体浓度变化的对比（Davis, 1980）[66]

A——水体浊度（据卫星照片）；B——透明度（5m 水层内）；C——悬浮体浓度

plume)。大河三角洲分流河口外，常出现这种羽体。陆架底质由于波浪、表层流的搅动作用而发生再悬浮也是形成浑水流羽体特别是底层羽体的重要原因。有些地区还可出现中层羽体。表层羽体在卫星照片上可以观察到，中、底层的用浊度仪也可测量出。在表、中层羽体的悬浮质中，生物物质占有相当大的比例。浑水流羽体向陆坡、陆隆的扩散主要借助于表层流及因盐度、温度差异而产生的水团运动。

东太平洋加利福尼亚大陆边缘地属东边界流区。由卫星照片可见，来自沿岸河流的滨外浑水流羽体在潮流作用下向外扩散。羽体中的质点大部沉积在上陆坡，只有很少部分进入到加利福尼亚流系中。由于直径为 200km 涡胞的作用使碎屑质点能在水中继续悬浮，后因为重力及浮游生物的摄食(成为球粒)而沉积。由图 4-5 可看出，卫星照片所示的水体密度变化与实测透明度及悬浮体浓度变化基本一致，该处上陆坡浑水流羽体的悬

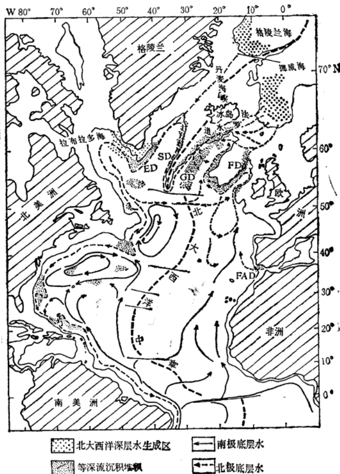


图 4-6 大西洋底层流及沉积脊堆 (Stow, 1984)[122]

ED——艾里克脊堆；FAD——法鲁脊堆，FD——费尼脊堆；GD——加达尔脊堆；SD——斯诺里脊堆

浮体浓度为 2—4mg/l，向外逐渐降为 <1mg/l，显然是沉积作用所引起。

二、底 层 流

大洋底层流 (bottom current) 属全球性的温盐环流，其中的边界流对于大陆边缘的沉积作用有重要的意义。底层边界流具有等深流 (contour current) 的性质，因为大洋水柱存在密度分层，故位于一定深度的水层(2000—4000m)倾向于沿等深线流动。北大西洋的底层边界流即属等深流，沿北美陆隆区向南流动，流速很慢，多为 5—20cm/s，但核心部分可达 32cm/s。底层流对底质能产生侵蚀效应，簸选出细粒物质使底质粗化，并形成纵向波痕等特征构造。底层流的再悬浮作用使水体中悬浮体浓度增大而形成底层雾浊层。

极区表层水因变冷下沉生成密度大的极地底层冷水团，由于温盐差异及地球自转的影响向赤道方向流动，又因受科氏力作用，在北半球向右偏转。生成于挪威海、格陵兰海的北极底层水向南流过冰岛，与拉布拉多海的底层水汇合，形成为北大西洋深层水，继续南流，沿北美陆隆进入南大西洋，其在北美部分称底层西边界流 (图 4-6)。形成于威德尔海和罗斯海的南极底层水的向北分量分别进入三大洋。在南大西洋由于受到大西洋洋中脊的阻挡，主要在西洋盆中沿着南美陆隆向北流动(流速 5—21cm/s)。到赤道附近，部分南极底层水通过罗曼什断裂带进入东洋盆，并由此向北扩散，成为东洋盆的底层水。其余的大部分南极底层水越过赤道向北运动，到北纬 24° 北边界流的特征消失，散布在大洋底向北扩展。在北纬 40° 附近与北大西洋深层水相遇，因其密度较北大西洋深层水大，便在 4000m 以下的洋底上向北扩散，这也是边界流成为等深流的原因。

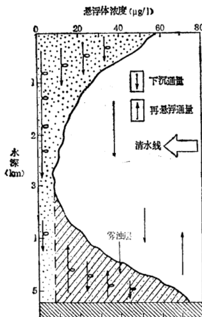


图 4-7 大洋水柱悬浮体浓度变化 (Biscaye, 1977)[33]

现有资料表明，底层流很复杂，由一些水团组成，流速在时间、空间上变化很大，具有潮汐性、季节性及不规则周期，并不是简单的单向流动，而是呈直径多变的涡旋式流前进。

三、雾 浊 层

底层雾浊层或雾浊层 (nepheloid layer) 是外大陆边缘及洋盆水柱底部的含悬浮体浓度高的水层。所有的有雾浊层存在的剖面表明，光散射度由表层向中层逐渐降低，最低处称为清水，但再向下又逐渐增高，此增高的层即为雾浊层(图 4-7)。高浓度的雾浊层多与大洋底层经向温盐环流共生。大西洋底层西

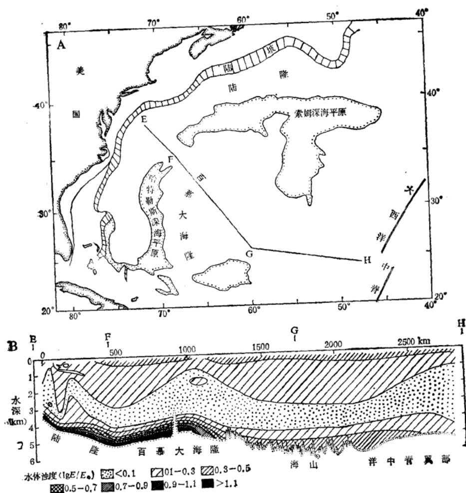


图 4-8 北大西洋雾浊层的位置（Eittreim, 1972）[121]

A——测站平面图；B——光散射度剖面

边界流区(图 4-8)及大西洋东侧、太平洋东侧的底层流区都存在覆盖陆隆区的雾浊层。

雾浊层的厚度为 150—1500m。太平洋东侧(加利福尼亚半岛外)，雾浊层的上界面位于水深 2500m 处;美国西北滨外上界面位于 1700m 深处。印度洋在南极、澳大利亚之间的雾浊层厚约 1000m，上界面水深 2000—4000m。

雾浊层的悬浮体成分为有机碎屑和矿物碎屑。矿物碎屑是陆源成因；有机碎屑则为浮游生物骨屑、球粒和有机质。雾浊层内的固体质点既可来自表层水体中的沉降作用，也可来自底层流、生物及内潮的侵蚀再悬浮作用和浊流细尾部的加入，而以再悬浮的来源为主。

1. 雾浊层的悬浮体浓度

雾浊层的悬浮体浓度(多为 0.01—0.5mg/l) 较上覆水体（<0.01mg/l) 高得多,但较近岸水体（>1mg/l) 又低得多。雾浊层在最底部 25—100m 厚度内浓度最高,为 0.05—0.5mg/l,称底部混合层;向上则呈指数函数下降。北大西洋雾浊层浓度为0.01—0.1mg/l,西侧陆隆区（美国卡罗利纳州滨外)，雾浊层浓度为 0.025—0.030mg/l,上覆水体的浓度0.003mg/l。西南大西洋(委内瑞拉滨外)陆隆区雾浊层悬浮体浓度为 0.016mg/l，深海平原为 0.020mg/l。但 1985 (Richardon)[100] 的资料表明，西北大西洋(加拿大新斯科舍半岛外)陆隆区,底部 200m 内雾浊层浓度为 0.070—8.5mg/l，36 个测站中有一半高于以前认为的大洋雾浊层浓度的最高值（0.5mg/l)。

2. 悬浮体的粒度变化

根据西北大西洋陆隆区雾浊层的资料可知，悬浮体的粒度频率曲线大多为双峰（图 4-9)，第一众数为 2—3μm，次众数为 20μm。第一众数的粒径随样品位置的水深加大而变大 (3→8μm)，这反映了底部的再悬浮效应。

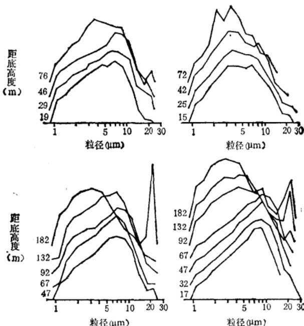


图 4-9 加拿大新斯科舍半岛滨外陆隆区雾浊层的粒度频率曲线 (Richardon, 1985)[100]

该区有两类底部混合层(或称底部边界层): (1)冷水线流边界层，由于底层水(厚 60 m) 太冷而引起垂直混合;(2)均质湍流边界层，由湍流而引起垂直混合。在冷水线流边界层内(距底 60m 以内)和层之上(距底>60m) 的粒度特征变化不大(图 4-10)。前者的第一众数为 3μm; 变化范围较宽为 3—5μm。后者的第一众数为 3μm，变化不大。在均质

湍流边界层内（70m 以内），第一众数为 7—9μm；边界层以上（70m 以上）变为 2—3μm。因此，冷水线流边界层内的悬浮体粒度均匀细小，是随着线流一起迁移的；而均质湍流边界层内悬浮体粒度较上覆水体中的粗得多，是局部再悬浮作用造成的。

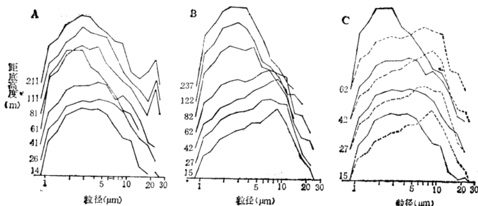


图 4-10　加拿大新斯科舍半岛滨外陆隆两种底部边界层悬浮体粒度垂直变化（Richardon，1985）[100]

A ——冷水线流边界层；B——均质湍流边界层；C——A、B对比

与均质湍流边界层共生的雾浊层，悬浮体粒度有向下变粗的趋势，因此物源是来自底部的侵蚀再悬浮。根据斯托克定律，粒径为 8μm 的颗粒沉速为 2.5m/d，过数周后这些颗粒要沉到底，但在此过程中可迁移 200—300km 远。这种雾浊层是依靠湍流边界层效应来维持。

冷水线流边界层的质点较细，可能是因为在上游发生侵蚀效应后粗颗粒已下沉，而这些细质点随线流进入本区。此等 3μm 的质点沉速为 20m/a（密度 1.5g/cm^4），故能长期呈悬浮状态。

3. 固体质点搬运量

雾浊层所搬运的悬浮体浓度很低，流速缓慢，但由于厚度、面积（数千 km^2）很大，故搬运量大，对陆隆及深海平原的沉积作用有巨大影响。底层边界流运送入北大西洋海盆北端的悬浮载荷量为 9×10^{12}cm^3/a，而由南端排出的悬浮载荷量为 3×10^{12}cm^3/a。如密度为 2g/cm^3，则搬运的悬浮载荷重量为 (6—18) $\times 10^{12}$g/a，即 (6—18) $\times 10^6$t/a (Eittreim, 1972)[119]。Betzer (1974)[119] 计算了美国东岸哈特勒斯角外 (35°N) 断面的悬浮载荷通量为 2.8×10^6t/a。南大西洋阿根廷海盆，由南极底层水形成的雾浊层的厚度约 1000m，体积为 10^{15}m^3（相当于 10^{18}l），悬浮体浓度为 0.03—0.3mg/l，则所搬运的悬浮载荷量为 (30—300) $\times 10^6$t/a (Ewing, 1971)。若有 10% 的沉积下来，则有 (3—30)mg/cm^2 · a 的物质沉到底部，如新沉积物质经压实后密度为 2g/cm^3，所形成的沉积层厚度每年可达 0.015—0.15mm，沉积速率为1.5—15cm/10^{3}a。Hogg (1982)[84] 在维玛 (Vema) 水道详细测量了由阿根廷海盆进入巴西海盆的南极底层水通量为 4.05×10^6m^3/s，沉积通量为

3×10^6t/a，则搬运的悬浮载荷量为（3.8—38）$\times10^6$t/a，较 Ewing 的计算值低得多。

四、块体运动

块体运动（mass movement）对陆坡沉积物的搬运沉积过程有重要意义。块体运动是指沉积物以分散颗粒或块体的形式在重力作用下顺坡运动。海洋环境中到处都存在块体运动，但以陆坡及其坡麓最活跃。

1. 块体运动的类型

块体运动有三大类（表 4-2，图 4-11）：岩崩（rock fall）、滑动（slide）和沉积物重力流（sediment gravity flow）。

岩崩　岩崩或海底岩崩是岩块、砂、泥的自由坠落。岩崩多发生在峡谷头部陡坡、峡谷壁、海沟壁及海山翼部，崩塌的碎块可顺坡移动数十至数百米。

滑动　滑动是刚性坍塌，以内部有凝聚力的块体形式运动，但周边可能发生塑性变形，块体的尾部、底部甚至发生组构重组。滑动又可分为滑移（glide）和滑塌（slump）。滑移是沿板状剪切破裂面平行滑动；滑塌是沿剪切破裂曲面转动滑动。滑动在坡度1—5°的斜坡上广泛分布，运动块体体积为 1m³ 至数万 km³。南非滨外的厄加勒斯滑动沉积体

表 4-2　水下块体运动的类型（Nardin，Hein，1979；Stow，1986）[116,105]

块体运动类型		内部力学性质	搬运及支撑机理	沉积构造及堆积体的几何形态
岩崩		刚性的	岩块沿陡坡自由崩落并滚动，移动距离<0.5km	颗粒支撑构架，基质含量不定、无序；平行斜坡的倾向延伸
滑动	平移（滑移）	刚性的	粘性沉积物块体沿与下伏层近似平行的剪切面发生剪切破裂，顶部为刚性滑动，底部及两侧边缘为塑性滑动，坡度约>1°，移动距离0.001—100km	层理未变形，与下伏层平行；堆积体呈丘状，顶面稍上凸，底面与下伏层近于平行，宽数十米，长数千米，厚数至数百米
	转动（滑塌）		粘性沉积物沿上凹的剪切面发生剪切破裂并转动，滑动为刚性或塑性运动	层理变形，与周围的沉积层呈角度相交；上、下界面变形，体积变化很大
沉积物重力流	碎屑流或泥石流	塑性的	整个沉积物块体在剪切力作用下向下运动，其中的粗碎屑依靠泥质杂基的粘结力及对粗颗粒的浮力支撑；沿极缓坡起动并可移动长距离，最大距离数百公里	杂基支撑的粗碎屑排列无序或稍显定向，粗碎屑粒度及杂基含量变化大，逆粒序层理；堆积体席状至带状，长数百米至数千米，厚数厘米至数十米，宽度不定
	颗粒流		靠扩散压支撑的非结性沉积物流，需在陡坡上起动并顺坡继续移动，坡度>18°，移动距离<100米	块状，碎屑的A轴平行流向，呈倾向上游的叠瓦状排列，底部可出现逆粒序，厚数厘米
	流化流		靠孔隙流体的向上运动（扩容）支撑的无粘性沉积物流，产生于疏松结构发生崩塌时，地形坡度需>3°，短暂存在，移动距离<100米	均质沉积物，具泄水、砂岩脉、火焰、负荷及旋卷层理等构造，厚数厘米
	浊流	流态的	碎屑靠流体湍流支撑，可沿缓坡移动很长距离（数百至数千公里），流速10—50cm/s，最大 2500 m/s，持续数小时至数日	鲍玛层序；一个旋廻厚数毫米至数十厘米，长数十至数千米，宽度不定

长750km，宽108km，体积为$2 \times 10^4 km^3$。

沉积物重力流 沉积物重力流为呈现塑性变形及内部组构完全重组的沉积物流。沉积物重力流与滑动的区别是内部完全变形；与流体重力流、雾状层的区别是碎屑物相对于水的作用不同，前者由碎屑物所驱动，后者由水所驱动。沉积物重力流又可分为碎屑流（泥石流）、颗粒流、流化流及浊流。每种沉积物重力流内的碎屑的支撑机理不同，形成的沉积物也具有特征的沉积构造及组构。

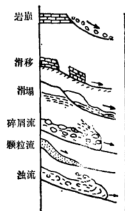


图 4-11 块体运动的类型（Stow，1984）[122]

碎屑流（或称泥石流，debris flow）是砂、砾石级的浆状流体，其中的粗碎屑靠孔隙流体和细碎屑组成的具有一定强度的杂基支撑。碎屑流是滑动和浊流之间的过渡形式。常分布于>1—2°的斜坡上，连续或间歇性地顺坡移动数十公里。非洲塞内加尔滨外的碎屑流沉积面积为14214 km^2，体积为649km^3。

颗粒流（grain flow）是靠颗粒间碰撞产生的扩散压支撑的顺坡沉积物流，常发生在不含细粉砂、粘土的砂质沉积中。颗粒流发生在坡度>18°的斜坡上，是陡坡和峡谷头部很局限的事件，搬运距离不远。

流化流（fluidized flow）出现在介稳疏松组构崩塌时，部分或全部颗粒靠向上运动的孔隙溶液支撑。颗粒变为悬浮状，沉积物强度降为零。颗粒将其重量传递给孔隙溶液所引起的超孔隙压使产生顺坡的应力而形成流化流。疏松填集的粉砂、砂易于流化，能沿坡度超过3°的坡迅速向下流动。但是，超孔隙压力在数分钟至数小时内迅速衰减，这取决于流体的厚度（多<10cm）和沉积物粒度，流动距离多<100m。流化流常出现在浊流沉积作用的晚期阶段。

由于浊流在大陆边缘沉积作用中具有特别重要的意义，故在下面单独讨论。

2. 影响因素

控制块体运动的规模、速率及发生位置的最基本因素是地质构造运动和海面变化，但沉积物类型、沉积速率及海底坡度等次一级因素也起重要作用。

沉积物类型及沉积速率 陆坡环境内沉积物类型及沉积速率影响海底的稳定性，迅速堆积的粉砂、粘土含过量的水，出现超孔隙压使沉积物稳定性降低。同时，细粒沉积物往往含有丰富的有机质，迅速的埋藏作用阻止了有机质在海底表层的分解，以后经成岩作用生成甲烷气体，又增大了孔隙压力。陆源粉砂质粘土、远洋软泥、细粒浊积物及粗粒浊积物的强度依次增高。沉积物的强度取决于类型外，埋藏深度也有重要影响。随着埋深的加大稳定性逐渐加大，在埋深15m内稳定性最低。

海底坡度 重力的顺坡分量与地形坡度成正比，也就是说，当其它条件相同时，陡坡上的沉积物较之缓坡上的稳定性低。从理论上讲，当坡角小于沉积物内摩擦角（30°）时，后者就是稳定的，但实际上很多崩塌发生在<1°的斜坡上；因此，坡度因素对块体运动的影响较之沉积速率为次要。浊流、碎屑流可在基本平坦的表面上迁移数百公里。但如沉积速率相同时，坡度越大沉积物稳定性就越低（图4-12）。

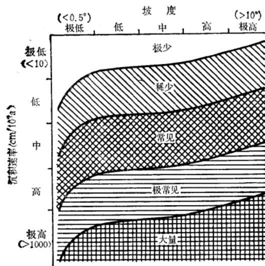


图 4-12　沉积速率、地形坡度两因素与块体搬运沉积丰度的关系 (Field, 1981)[46]

3. 触发机制

块体运动的触发机制除了重力作用外，则是周期性的突发事件，如地震(引起地面摇动)、波浪压力及沉积物本身的特点(迅速堆积、孔隙压力、气体压力等)，在大陆边缘则以地震为主。根据计算，距震中 30km 的坡度为 5° 的斜坡上，7 级地震对沉积物稳定性的影响是重力效应的 3—4 倍。

五、浊　　流

浊流 (turbidity current) 是块体运动中沉积物重力流的一种，是由沉积物和水混合而成的密度大于周围水体的阵发性强劲重力潜流。浊流的密度为 1.03—1.3g/cm³。低于碎屑流的密度、后者为 1.5—2.4g/cm³。浊流分为头、颈、体、尾四区。如地形坡度大于 1.24° 时，头部的厚度大于体部；如坡度小于 1.24°，则体厚于头。沿深海峡谷流动的浊流约几公里，厚数至数百米。浊流头部的压力大于周围水体，逾压驱动浊流前进。头部压力的保持是因为尾部的有效运动距离较头部的大。底床的摩擦力及前进方向的阻力使浊流头部抬高，并产生破波，部分流体从而返回体、尾部。在此过程中也释放出细颗粒，使头部富集了较粗的碎屑，从而更增大了密度及流速，故具有很强的侵蚀力。浊流中的碎屑物质借助于流体的湍流运动来保持悬浮状态，即所谓的自悬浮作用。浊流凭借这种自悬浮作用来保持本身的密度；而湍流则靠浊流与底床及周围流体的摩擦力来保持。

浊流在流动过程中逐渐衰减而发生沉积，衰减的原因可能是：(1)由于悬浮载荷的损失或周围介质的加入使流的密度下降；(2)由于向前延伸或崩塌使厚度减小；(3)在浊流的底部及上界面所发在的摩擦力；(4)底床坡度变小。如海底重力梯度(坡度)能补偿因沉积

作用及摩擦而失去的动量，则浊流可流越很大距离。

根据水槽实验(图 4-13)，浊流头部流速 (V) 等于：

$$V = 0.7\sqrt{\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)gd_2}$$

d_2——头部厚度，$\Delta\rho$——浊流与周围水体密度差，ρ——周围水体密度，g——重力加速度。

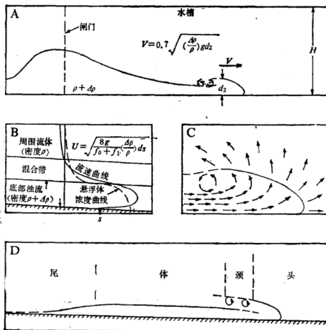


图 4-13　浊流水力学特征(根据水槽实验) (Middleton, 1976)[119]

A——开启闸门释放悬浮体后在平底水槽中形成的浊流涌：V 头部流速；ρ 周围水体密度；$\Delta\rho$ 浊流与周围水体的密度差；H 水槽高度；g 重力加速度；浊流头部厚度。

B——顺坡下泻的浊流：U 平均流速；s 底床坡度；f_0 底部摩擦阻力；f_1 上界面摩擦阻力；d 浊流厚度。

C——头部流场；　D——浊流分区

浊流流速最低 10cm/s，最大 250cm/s，低密度浊流流速多为 10—50cm/s，高密度浊流流速高。流距可达 90km/h，总流程可为数千公里。

浊流可分为高密度和低密度浊流，前者含沉积物浓度为 50—250g/l(kg/m³)，后者的浓度为 0.025—3g/l。浊流开始沿峡谷流动，以后扩展开来。当头部的侵蚀作用还活跃时，身部已发生沉积作用，尾部变薄变稀最快。一次中等的浊流，粗粒物质在数小时内大都沉积下来，但细粒部分的沉积可能持续一星期，形成为下陆坡、深海扇及深海平原的远端浊积物。浊流发生的频率变化很大，深海扇近端约每隔 10 年沉积一次浊积物，远端及深海平原每 1000—3000 年一次。碳酸盐浊积物频率最低，每 20000—50000 年一次。低密度浊流较之高密度的广泛得多。

浊流是将陆架边缘的巨量碎屑物质搬运到陆隆或深海平原内的主要营力。形成浊流的必要条件是有大量碎屑物堆积在较陡斜坡(陆坡)的附近，或有高悬浮载荷的大河延伸到陆架边缘。触发机制是阵发性事件，如坍塌、滑坡、风暴浪、海啸及地震等。冰期低海面时，河流可将其载荷直接运送到陆架边缘，阵发性事件极易使其发生崩塌、液化、稀释，进而形成浊流，沿陆坡倾泻而下。现代为高海面时期，陆架平坦而宽阔，绝大部分的河流固体载荷都被截留在河口湾、三角洲和内陆架，不能到达陆架外缘，故不利于浊流的形成。

第四节 沉积物类型

陆坡、陆隆以块体运动的沉积作用为主、次要的是底层流的沉积作用和水柱中的沉降作用；故沉积物亦以块体搬运沉积、等深流沉积及半远洋沉积为最广泛。

一、块体搬运沉积

块体搬运沉积体在陆坡、陆隆环境有巨大意义，占沉积物总量的一半以上。可根据体积大小分为7级(表4-3)。

表4-3 块体搬运沉积体的分级 (Field, 1981)[44]

级　　别	横向最大宽度
微　型	<1m
极小型	1—10m
小　型	10—100m
中　型	100—1000m
大　型	1—10km
极大型	10—100km
巨　型	>100km

1. 类型

在表4-2中虽然列出了块体搬运沉积的成因分类，但在实践中却很难鉴别，因为往往是多种成因类型组合在一起。Field (1981) 提出了便于在地震反射剖面及旁侧声纳记录上使用的分类，共分为四种类型(图4-14)：

滑动块　滑动块是一发生过滑动的沉积物块体，在搬运过程中未发生崩解，如已发生转动可称为滑塌块；如仅发生滑移则称为滑移块；若分辨不清则可统称为滑动块。滑动块的鉴别标志是：(1)自头部向上有破裂带及大量张性高角度断层；(2) 在头部有滑动面陡崖；(3)在滑动面和滑动块的向流坡之间有洼地；(4)滑塌堆积底部有一上凹剪切面，外边缘有压性褶皱和冲断层(图4-15)；(5)未发生内部组构重组。Prior (1984)指出，在实践中区分滑塌和滑移是不容易的，滑塌所特征的上凹剪切面只在源头部分较明显，而且，转动较之顺坡运动极为次要，很少出现单独的转动块，而是顺坡破裂为杂乱的丘状堆积

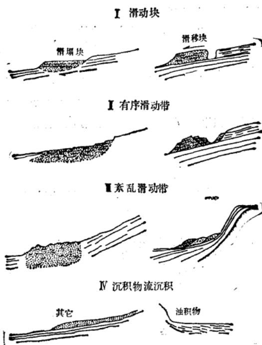


图 4-14 块体搬运沉积的类型(Field. 1981)[56]

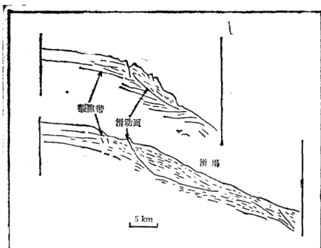


图 4-15 南非滨外的厄加勒斯滑动块体 (Dingle, 1977)[60]

体。

有序滑动带 有序滑动带是各个滑动块的集合沉积，有下列特征：(1) 丘状地形；(2)多组近似平行的破裂面；(3)各个滑动块未发生内部组构重组；(4) 各个滑动块的突起

高度及宽度顺坡或逆坡方向依次增大。

紊乱滑动带　紊乱滑动带很常见，多分布于坡麓，不但有滑动作用，而且存在一些重力流的性质。特征是：(1)丘状地形；(2)出现在坡度变缓的地段；(3)内部无层理构造；(4)很少出现多组破裂面；不能分辨出各个滑动块。紊乱滑动常多为滑动块、有序滑动带及沉积物流的再沉积产物。

沉积物重力流沉积　沉积物重力流沉积因为厚度薄、变化小，故较难辨认。具有以下特征：(1)薄而连续的沉积体，横向宽度较大；(2)在声学剖面上接近透声；(3)在下坡终止端出现舌状体或喷嘴状。

2. 丰度及分布

各类型块体搬运沉积的相对丰度如图 4-16 所示，现代海洋环境中滑动沉积以中至大型(宽 100m—10km) 为主，而沉积物重力流沉积则以大至极大型(宽 1—100km) 为多见。

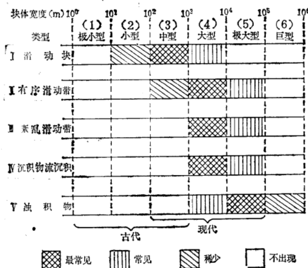


图 4-16　现代海洋环境中块体搬运沉积体的规模 (Field, 1981)[66]

3. 浊积物

浊积物具有特殊的重要性，故再作详细论述。浊积物 (turbidite) 在海底峡谷、陆隆及深海平原分布很广泛。所形成的沉积体规模巨大，宽数至数十公里，长数至数百公里。被动大陆边缘，如大西洋、北印度洋、地中海及环南极的大陆边缘浊积物丰度特别高。与半远洋沉积、等深流沉积不同，浊积物具有以下特点：

(1) 呈现规则的沉积构造层序——正粒序。

(2) 仅在顶部有生物扰动构造，表明是快速沉积的产物。

(3) 成分、结构及其它特点表明，浊积物对于其沉积环境来说是它生的。

根据粒度、组构及成分可将浊积物分为砂(砾)质浊积物、粉砂浊积物、泥质浊积物、生

物浊积物和贫组织浊积物五类，以泥质浊积物最广泛。

砂(砾)质浊积物　砂(砾)质浊积物属鲍玛层序中的 a、b 段(图 4-17)，多分布于海底峡谷中及其它谷槽中，在地震反射剖面上常呈不连续的强反射层。日本边缘海盆内两盆地之间的水道内有浊积砂分布，层序如下：

Tc　沙纹交错层泥；

Tb　平行纹层砂；

Ta　粒序或均质构造砂，含砾石。

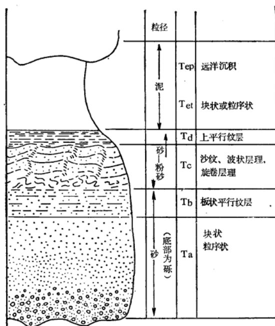


图 4-17　理想完全浊流层序（Bouma, 1962; Howell, 1982）[116]

粉砂浊积物　粉砂含量 >70% 的浊积物为粉砂浊积物，呈薄层至中层状，为远端浊流环境的沉积。一次浊流事件所形成的完整层序如下(图 4-18；图版 III-1)：

F 段　半远洋或远洋沉积，具生物扰动构造；

E 段　泥，具粒序性，常见生物扰动构造；

D 段　细粉砂，粉砂和粘土(次要)呈交互的平行纹层；常出现同生变形及粒序构造；

C 段　中粉砂，交错纹层，粒序层理，偶尔出现旋卷层理；

B 段　中粉砂，平行纹层，粒序层理；

A 段　中至粗粉砂或砂质粉砂，块状，无粒序性或很不明显，有一些飘浮碎屑，可具冲刷底面。

上述层序的出现是由于浊流流速逐渐减弱，但完整的层序很少见，底部常缺失，多为 CDE 或 DE 段。偶尔也可出现顶部或中部缺失层序，如 AB(B) 段及 AE 段。一个韵律厚 1—10cm。

3. 泥质浊积物　泥质浊积物含粉砂 <70%，粘土含量>30%。是深海浊积物的主要类型，占总量的 50—80%。泥质浊积物层序中仅出现鲍玛层序的 E、F 段。为和远洋泥相区别，将 E 又分为 3 段 E_1—E_3 (Kuenen, 1964; Piper, 1978)[122]：

F　半远洋或远洋沉积；

E_3　无粒序泥；

E_2　粒序泥；

E_1　纹层泥；

D　纹层状砂及粉砂。

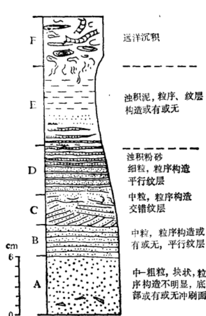


图 4-18　粉砂浊积物的层序
(图例同图 4-19；Stow, 1984)[123]

二、等深流沉积

等深流沉积 (contourite) 在现代陆隆是很重要的沉积类型，常与重力流沉积、半远洋沉积成互层(表 4-4)。产状呈平行流向(等深线)的沉积脊堆 (sediment drift)，长数百公里，宽数十公里至数百公里(图 4-6)，稍高出周围洋底(图版 I-4)。岩性有泥质、粉砂—砂质(细砂)及滞留粗砂—砾石质。前两者为沉积成因；后者为侵蚀滞留成因。泥质等深流沉积呈块状层，数厘米至数十米厚。粉砂、砂质等深流沉积或为不规则的薄层状 (<3cm 厚)，或为厚层状 (10—30cm)。由于沉积速率很低 (3—10cm/10^3a)，等深流沉积受到广泛的生物扰动，破坏了原生沉积构造。等深流沉积的成分变化很大，取决于海底原有的底质，故可有生物、陆源及火山三种组分，单一的很少，往往是混合物。初步研究表明，砂、粉砂颗粒长轴及最大磁化率平行流向。概括说来，等深流沉积具以下特征：

(1) 呈巨大的平行等深线的脊堆状，长数百公里，宽数十公里，横断面呈弧形。

(2) 在垂直方向上沉积构造层序的变化无明显规律，正粒序、逆粒序常共生。

(3) 不同程度的生物扰动作用始终伴随着沉积过程，但又存在模糊的流成构造。

(4) 成分的特点显示，是原地(深海生物骨屑)和它生(陆源碎屑)成因碎屑的混合物。

(5) 还存在其它一些辅助标志，如等深流、雾浊层的存在以及大型(纵向波痕)、小型(岩块尾积等)底流成地貌。

等深流沉积有以下类型：(1)泥质等深流沉积，由等深流直接沉积而成；(2)粉砂—砂质等深流沉积，由等深流直接沉积或改造而成；(3)滞留砾石质等深流沉积，强等深流将细质点簸选掉的残余沉积。

1. 泥质等深流沉积

是等深流沉积中的主要类型，可占该类沉积总量的 75%，主要由粉砂质粘土组成，可含 10—15% 的砂，M_z = 5—40μm，分选很差。组成物质包括陆源和生物碎屑，两者的

表 4-4　细粒浊流沉积、等深流沉积及半远洋沉积的区别

沉积物类型	细粒浊流沉积	等深流沉积	半远洋沉积
物质成分	以陆源组分为主，生物碎屑亦显示异地成因	生物、陆源成分的混合物；生物为深海浮游及底栖壳体，但多已破碎且被铁染；有时还可含有一定量火山碎屑	深海浮游生物壳为主，种属固定，许多个体很完整；混入有少量陆源碎屑
层　序	标准浊流层序—正粒序（$T_0—T_8$），因为流逐渐减弱所致；厚数厘米至数十米	无规律层序，逆粒序、正粒序层序常共生，显示了流逐渐加强然后又逐渐减弱的过程；厚数厘米至1m	无明显层序
沉积构造	流成构造常见，如衰减波痕、低振幅沙纹及粉砂—粘土水平纹层。生物扰动构造仅限于顶部或完全缺乏	块状层，夹不规则的粉砂、砂互层。有流成构造，如纵向波痕、岩块尾积等；强生物扰动	块状层，无任何流成构造；强生物扰动成斑团状

比例不定，取决于距离陆地的距离和来源物质的性质。生物碎屑由钙质、硅质浮游及底栖生物（深海属种）所提供、一些已破碎并被铁污染。陆源组分为石英、粘土。有些泥质等深流沉积为纯远洋组分或以来自海山、洋中脊的火山碎屑为主。西北大西洋陆隆（34—38°N）的泥质等深流沉积为橄榄灰色，碳酸盐含量平均为35—15%，系有孔虫骨屑所贡献。

泥质等深流沉积在宏观上（图4-19）基本呈均质构造，局部可出现纹层，但很少见。厚数厘米至数十米。在数至数十厘米厚度内可显正、逆粒序，即从富含粘土质逐步过渡为富含粉砂—砂质，然后又过渡为富粘土质。富粘土和富粉砂的部分之间的渐变，没有明显的界线；但富粉砂部分可成不规则板状、囊状或透镜状（厚度多小于3cm），即使可显示平行排列，也已被生物扰动构造所破坏。整个层中生物扰动构造广泛发育。

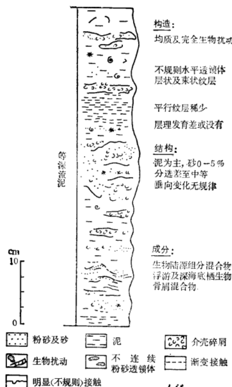


图 4-19　泥质等深流沉积柱状模式图（Stow，1982）[122]

2. 粉砂-砂质等深流沉积

现代等深流沉积中此类型很少单独出现，常在泥质等深流沉积中成不规则夹层（图 4-19）、厚1—20cm。顶、底部的边界线有时很明显（侵蚀作用造成），但多数情况下与泥质层呈现正粒序或逆粒序过渡。生物扰动构造普通存在，并出现钻孔

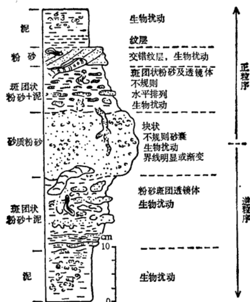


图 4-20 等深流沉积的正、逆粒序层偶(图例同图4-19；Gonthier, 1984)[112]

和不规则斑团构造。

结构组分以中—粗粉砂为主（>50%），砂含量最高达40%，粘土<10%。也有以细砂为主的等深流沉积，分选中等至良好。物质成分由生物、陆源碎屑组成，并发现有孔虫砂质等深流沉积。

3. 等深流沉积序列

等深流沉积不象浊积物那样存在规律的(沉积)构造序列，特点是有正、逆粒序层偶共生，层偶厚 10—100cm，但也可不出现层偶，典型序列如图 4-20 所示。一个完整的逆-正粒序层偶的出现，可能因为底层流流速逐渐增大后又逐渐减小所致，流速变化范围为 5—25cm/s。沉积此层偶所需时间为 1000—30000a，沉积速率为 3—10cm/10^3a。来源物质的粒度或生物组分含量的变化也可形成这种序列。

等深流沉积主要分布于底层流流速较高的洋盆西缘。北大西洋的西缘有若干个开始形成于早第三纪的泥质、粉砂质等深流沉积脊堆（图 4-6）。滞留砂质等深流沉积脊堆分布于西拉布拉多海和直布罗陀海峡。成分由生物、陆源、火山三种碎屑组成，多为底栖、浮游生物壳与陆源碎屑的混合物。例如，布莱克-巴哈马外海脊（美国弗罗里达东）的等深流沉积脊堆长 800km，宽 400km，厚 2km。由钙质粘土、钙质泥及泥灰泥组成，有时含 2%的有孔虫砂。均质构造、斑团构造发育，偶尔出现薄层理构造。

这些沉积体的产状呈与 2000m 等深线近于平行的沉积脊堆状，是由于不同的洋流

(底层西边界流与湾流)之间及流速较快的底层流与相对静水体之间相互作用使流速降低，当底层流中悬浮体浓度很高时就会发生较强的沉积作用(图 4-21)，所以沉积脊堆分布于底层流的边缘而不是中心。但 Gonthier (1984) 认为，分布在直布罗陀海峡口外的法鲁脊堆是由于高盐但温暖的地中海流(中等深度等深流)在流出海峡进入大西洋后流速骤然下降(300—180cm/s→30—40cm/s) 而沉积的。在 (5—6) × 10^6 年内此脊堆向西北延伸了 10km，生长方式类似于深海扇中天然堤的建造作用。

三、远洋及半远洋沉积

远洋沉积 (pelagic sediments) 和半远洋沉积 (hemipelagic sediments) 是由水柱中缓慢沉降的质点所组成，当没有明显的底层流及浊流活动时出现。远洋沉积是形成在开阔大洋中，由浮游生物骨屑及少量风运入的陆源细粉砂和粘土质点组成(但当水柱中生物骨屑溶解作用增强，陆源质点的比例就增大)。半远洋沉积分布在大陆边缘以及其它离陆源物源不太远的环境，由原地浮游生物碎屑及平流缓慢扩散输入的悬浮陆源粉砂、粘土质点组成，没有明显的交错层理、波痕及冲刷面等与底流有关的沉积构造(Berger,1978; Stow, 1984)。由于沉积速率低，氧化环境下将受到底栖生物的强烈扰动，呈现均质构造并具有斑团及钻孔。缺氧环境下可保留层理。地震反射剖面上显示，半远洋沉积的覆盖区的水深变化很大，这说明它们是由水柱中垂直沉降而成。

半远洋和远洋沉积在剖面上常交互出现(图 4-22) 组成韵律，即富含粘土和富含生物的层组相交替。每个层组厚 10—100cm，一个周期持续的时间为 20000—100000a，沉积速率 0.5—3cm/10^3a。这种韵律性的形成是由于下列因素：(1)浮游生物生产 $CaCO_3$、SiO_2 的速率的变化；(2) 浊流输入 $CaCO_3$、SiO_2 的速率的变化；(3) $CaCO_3$、SiO_2 埋藏后遭受溶解的速率的变化；(4)陆源组分输入速率的变化。但最根本的因素是与地球运行轨道变化有关的气候变化，以及因此而发生的海面波动所影响的

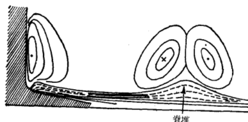


图 4-21　等深流沉积脊堆成因图解 (Tucholke, 1974)[88]

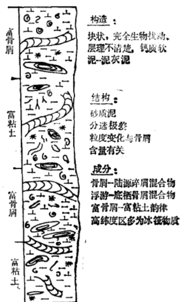


图 4-22　半远洋及远洋沉积柱状模式图(图例同图4-19；Stow, 1984)[122]

碳酸盐补偿深度的变化也是重要控制因素。

半远洋沉积与浊积物、等深流沉积呈互层，在各个大陆隆普遍分布，也是丰度最大的沉积物之一。

第五节 陆坡沉积相

一、陆坡类型

陆坡地形很复杂、沉积相的格局也变化多端。Stow (1985) 将以硅酸盐沉积为主的陆坡分为两类：正常陆坡和断裂陆坡。

1. 正常陆坡

全世界大部分陆坡都属这种类型。又分为两种：以建设作用为主和以削蚀作用为

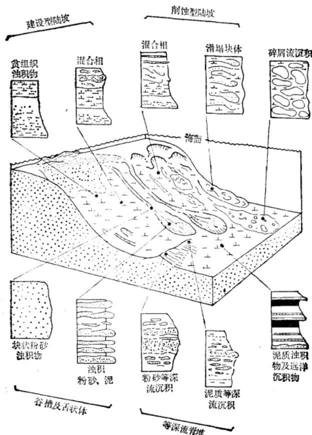


图 4-23 正常陆坡沉积相分布格局 (Stow, 1984)[122]

主。

(1) 以建设作用为主的平滑陆坡。 具较平滑的凸凹形剖面。 物源供给充分，因沉积物的不断堆积而向上、向外增长。属低能环境，表面平滑或受到流的改造。往往有一条"泥线"将浅而高能的砂质陆架相与泥质陆坡相分隔开来（图 4-23）。 峡谷及谷槽内为粉砂、泥质浊积物，谷末端有浊积物舌状体。峡谷之间的区域分布着泥质浊积物和半远洋沉积物。局部还出现小规模的滑动沉积、碎屑流沉积。

(2) 以削蚀(破坏)作用为主的不规则陆坡。 由于物源供给不足且位于构造活动带，受到块体运动的削蚀，产生较陡的剖面及不规则的表面，谷槽及滑塌陡崖发育（图 4-23）。顺峡谷、谷槽倾泻而下的砂质粉砂浊积物及其舌状体分割半远洋沉积及溢流泥质浊积物，并且，滑动和碎屑流沉积广泛出现。

2. 断裂陆坡

出现于具活动的同沉积断层的大陆边缘。 较陡的坡面与较平坦的坡栖盆地相交替，形成阶梯状剖面（图 4-24）。 由于陆坡下部突变为平坦的盆地，故下陆坡及陆隆发育很差。断层持续下降，使在坡麓窄槽内形成一厚的沉积物楔状体。陆坡较陡的部分无沉积物或很薄，常见滑塌崖、滑塌块体和短寿浅谷。由粗至细的岩相大致平行陆坡依次排列，系由大量小扇、舌状体沿陆坡走向方向叠覆而成。横向的相变是因为断裂活动的不均匀性和周期性。断裂陆坡主要发育在活动的挤压边缘、平移边缘、年青的裂谷边缘，如几内亚湾东坡、第勒尼安海西坡及红海等处。

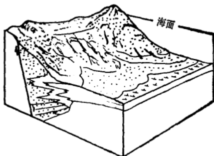


图 4-24　断裂陆坡模式图 (Stow, 1985)

二、正常陆坡的沉积相

现代陆坡大都属这种类型，但有关其沉积作用的较详细资料很少。Hill (1984)[83] 对西北大西洋新斯科舍陆坡(加拿大新斯科舍半岛岸外)的研究比较深入，但涉及的范围很小 ($25 \times 15km^2$)。现以此陆坡为例，具体说明正常陆坡的沉积相类型及变化。Hill 的资料表明，在全新世前，块体运动特别是浊流过程控制着正常陆坡的沉积作用及沉积相的变化。

新斯科舍陆坡处于水深 250—2200m 范围内，毗邻的陆架覆盖了冰川成因的砂和砾石。

1. 地貌

在研究区内的小型地貌形态有两种：(1)与块体运动有关；(2)与谷槽有关。

(1) 与块体运动有关的地貌。在上陆坡与块体运动有关的小型地貌有陡崖(a)、杂乱隆起(b)、滑动块 (c)（图 4-25)。 陡崖高 150 m，靠近陆架坡折带。 杂乱隆起高数十米，

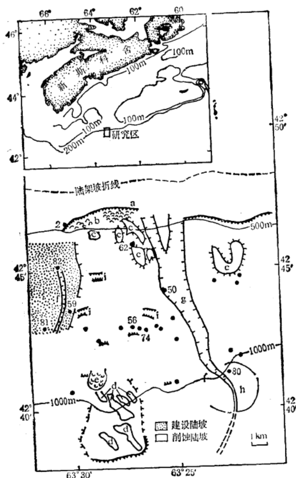


图 4-25 西北大西洋陆坡的主要小型地貌形态 (Hill, 1984)[83]

a——陡崖；b——杂乱隆起区；c——多个滑动块；d——单个大滑动块；e——碎屑流；f——小谷槽；g——主要谷槽；h——沉积物舌状体。

黑点及数字代表取样站位及编号

其下方即分布有多个粘性滑动块，故杂乱隆起即为大规模滑动的头部。大滑动块 (d) 与 500m 等深线北的崩塌有关，其间地形呈不规则丘状，隆起 10—15m，与小型滑塌、滑移有关。碎屑流堆积体 (e) 的范围小于 1km²，位于大滑动块 (d) 以北。

(2) 与谷槽有关的地貌。研究区内有一条主谷槽(g)，上段宽 2—1km，深 50m，下段宽 200m，深 15m。源头处很不规则，末端有一小舌状体 (h)，但谷槽现已切入其中，并向下伸展。谷槽是由于浊流、碎屑流的侵蚀作用而形成的。研究区西部有一小谷槽，西侧天然堤剖面上的层理很清晰，故未受块体运动的影响。

2. 沉积相

根据柱样资料（2—5m 长），研究区内可分为两大单元：（1）前全新统，红褐、褐色泥，夹粉砂、砂、砾石层；（2）全新统，橄榄灰粉砂与暗黄褐斑团状泥互层(图 4-26)。这些单元在本研究区外可向东追溯 300km。全新统很稳定，在各个柱样中均可对比；而前全新统变化很大，在相隔仅 0.5km 的柱样中也难于进行对比。^{14}C 测年表明，前全新统的上限的年龄是 18000—20000a。测年资料及沉积构造还揭示，全新统较之前全新统沉积速率大为降低。前全新统可分为 (图 4-27)：

（1）上陆坡-谷槽相组。为厚砂层（>50cm），夹厚泥层。砂为中砂，具有粒序性。泥层变化较大，可为纹层状、粒序状，或具生物扰动构造。厚砂层显然是谷槽相，系浊流沿谷槽沉积而成。由于流的脉动性，故在衰减期也沉积了泥层。低海面时沿陆架边缘及上陆坡可能产生了多股浊流，所以谷槽相在上陆坡分布广泛。

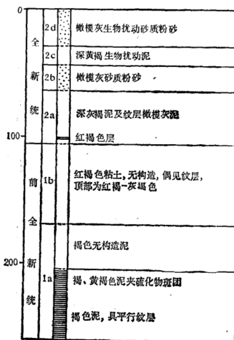


图 4-26 新斯科舍陆坡沉积柱状图 (Hill, 1984)[13]

（2）中陆坡相组。中陆坡的地形及层序都很复杂，以粒序粉砂-泥层偶为主，夹薄层至中一薄层砂。各个层偶厚 0.2—5cm，具冲刷底面，其中的粉砂层可呈透镜状，分选差。薄层(2—20cm 厚)砂为细一中砂，分选好，无粒序构造。另外还出现一些滑塌沉积。由图4-27可见，洼地内以厚层泥质砂为主，其上覆盖粉砂-泥层偶（浊流尾部沉积）及两层滑塌沉积。而 200m 以外的隆起处只含有一薄层砂，其余的均为泥，因此，沉积作用与地形有密切关系。显然，在中陆坡浊流的谷槽化减弱，既有沿槽的扩散，也有溢流。故丘状隆起之间的洼地内沉积了粗粒物质，而隆起处则由溢流浊积物组成。

（3）舌状体相组。舌状体的沉积作用显然与主谷槽有关，主谷槽内的柱样，含有三层分选好的砂及一层粒序砾质砂，其余的则为砂质粉砂-泥层偶。在谷槽边缘出现的砂，说明谷槽化浊流有时较强而超出槽宽；粉砂-泥层偶则为溢流产物。此层序也反映了主谷槽仍处于发展的早期阶段，能继续向下伸展。

（4）建设型陆坡相组合。位于研究区西北的建设型陆坡的层系完全不同于上述削蚀型陆坡，由可能为半远洋沉积的斑团泥和砂质泥的互层组成，沉积速率很低，虽含有砂层但很薄，也有滑塌沉积。砂层系小谷槽沉积。而“半远洋”泥不同于典型的半远洋泥，可能由稀释浊流提供物源。

威斯康星冰期时本区沉积速率高，高含水量造成了沉积物的低剪切强度，但这只限于

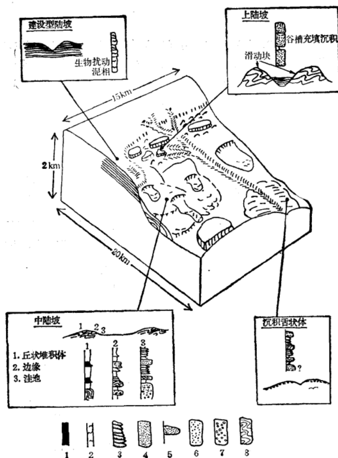


图 4-27 陆坡沉积相分布模式(根据西北大西洋新斯科舍陆坡资料总结；Hill, 1984)[83]

1——全新统(泥、粉砂互层)；2——前更新统斑团及纹层泥；3——砂-粉砂层偶；4——厚层中砂；5——薄层砂；6——薄-中层泥质砂；7——块状砾(砂)质泥；8——滑塌沉积

沉积柱上部的5—10m内。这种初始的不稳定性以及局部坡度的加大，导致了牵引式破坏，特别是陆架边缘及陆坡上部为砂质沉积，可能因此产生迅速的雪球坠落效应，导致了广泛的滑塌和浊流的发生。浊流主要沿谷槽流动，也沿滑移块之间的洼地流动，并出现溢流体。浊流的间歇性及横向的强度变化控制着各种沉积相的分布格局。但是，本区自全新世以来浊流活动很弱。

第六节 深海扇沉积

陆隆基本由一系列的深海扇组合而成，虽然现代陆隆有些部分(如西北大西洋)是由

表 4-5　现代深海扇的特征（Bouma, 1985）[19]

名称	位　置	形成时代	盆地环境		规模				形态	沉积物		
			边缘类型	基底地壳性质	长×宽 (km)	面积 (km^2)	最大厚度 (m)	体积 (km^3)		成分	范围	主要类型
亚马孙扇	西大西洋（巴西岸外）	早中新世—全新世	被动	洋壳	700×(250—700)	3.3×10^5	4200	7×10^5	长形锥	陆源	粘土—砾石	粘土
阿斯托里亚扇	东北太平洋（美国俄勒冈州岸外）	更新世	活动	洋壳	250×130	3.2×10^4	2200	2.7×10^4	梯　形	火山及冰积物	泥—砾石	粉　砂
孟加拉扇	东北印度洋孟加拉湾	始新世	被动	洋壳	2800×1100	3×10^6	>5000	4×10^6	伸长形	陆源	泥—中砂	泥
印度扇	西北印度洋阿拉伯海	始新世—全新世	被动	洋壳	1500×960	1.1×10^6	>3000	1×10^6	长扇形	陆源	泥—砂	泥
拉霍亚扇	东北太平洋（加利福尼亚半岛外）	第四纪	转换	陆壳	40×50	1200	1600	1175	梨　形	陆源	泥—砾石	细　砂
劳伦蒂扇	西北大西洋（加拿大岸外）	第四纪	被动	洋壳	(500—1500)×(200—400)	$(1.8—4.2)\times10^5$	2000	1×10^5	长舌状体	冰积物	粘土—砾石	中细砂和泥
尼科巴扇	中印度洋东部	中新世—更新世	活动或转换	洋壳	2200(半径)	1.5×10^6	3000		三角形	陆源	泥—细砂	
尼罗扇	东地中海	更新世—全新世	被动	陆壳	280×500	7.0×10^4	>3000		扇　形	陆源	泥—砂	泥
尼蒂纳特扇	东太平洋（美国华盛顿州岸外）	中更新世	活动	洋壳	260×80	2.3×10^4	1000	9000	三角形	火山	泥—粗砂	粉砂
罗纳扇	地中海利翁湾	晚第三纪	转换	陆壳或洋壳	440×210	7×10^4	1500	1.2×10^4	伸长形	陆源	泥—细砂	粗粉砂
圣卢卡斯扇	东太平洋（加利福尼亚半岛岸外）	中新世	被动	洋壳	60(半径)	6000	1000	3000	矩　形	陆源	泥—砾石	细砂

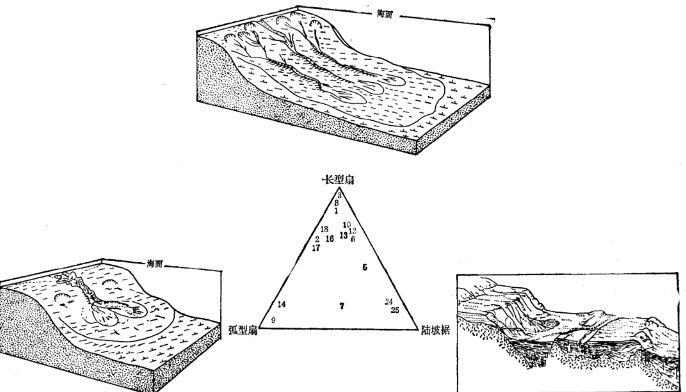


图 4-28 现代深海扇的类型（Stove, 1985）[11]
（数字所代表的扇名见图 4-29）

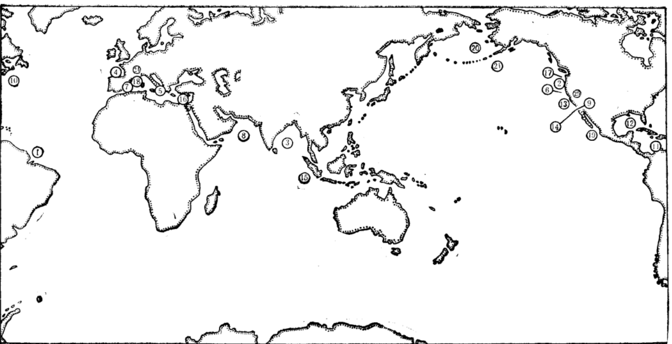


图 4-29　现代主要深海扇位置图[33]

①亚马孙扇；②阿斯托里亚扇；③孟加拉扇；④弗雷特角扇；⑤克雷蒂扇；⑥德尔加达扇；⑦埃布罗扇；⑧印度扇；⑨拉霍亚扇；⑩劳伦蒂扇；⑪马格德莱纳扇；⑫密西西比扇；⑬蒙特里扇；⑭纳维扇；⑮尼科巴扇；⑯尼罗扇；⑰尼蒂纳特扇；⑱罗纳扇；⑲圣卢卡斯扇；⑳Zhemchug 扇；㉑佐迪阿克扇；㉔陆坡裙；㉕加利福尼亚大陆边陲盆地型坡麓

等深流沉积和半远洋沉积构成，而不具有扇形形态。近15年来对全世界的一些主要深海扇进行了研究，对它们的了解大大深入（表4-5）。

一、深海扇的类型

Stove（1985）[55]根据沉积物、物源区的特点及供给速率将深海扇划分为两种类型、再加上第三种非扇堆积体而组成了三角形图解的三端员（图4-28）：长型扇、弧型扇及陆坡裙。

1. 长型扇

长型扇是由于一种主要物源（大河、三角洲、冰谷）以中或高的输入速率塑造而成的。通常，在一定时期内只有一条主扇谷处于活动状态，另外还有一条以上的被废弃或周期性再活动的主扇谷。活动的主扇谷具有宽广的分流谷网。扇的伸长形态是由于砂或较粗的沉积物能被运送到处于扇缘的扇谷末端并排出成为漏斗形堆积体。长型扇沉积物的结构多样，但以泥为主，其次为细砂。东北太平洋的阿斯托里亚扇、北印度洋的孟加拉扇、印度扇、西北大西洋的劳伦蒂扇、西南大西洋的亚马孙扇以及地中海的罗纳扇等（图4-29）都属这种类型。

2. 弧型扇

弧型扇的物源量较少，亦是由单一来源区及一条峡谷补给。主扇谷在中扇区仅分支为有限几条分流谷。弧型扇沉积物中砂与泥的量相等或砂稍多。东北太平洋的圣地亚哥扇、纳维扇、圣卢卡斯扇都属这种类型。

3. 陆坡裙

陆坡裙（slope-apron）包括陆坡及陆隆，陆隆在坡麓呈裙状，因没有明显的主扇谷故不属深海扇。陆坡裙有多元或线状来源区（没有大峡谷），供给速率低至中等，碎屑物除沿着很短的谷槽搬运外，也呈席状越过陆坡。现代的陆隆大都属这种类型。沉积物以浊积物为主，既可是砂，也可以是泥。

二、影响深海扇发育的因素

影响深海扇的发育程度及类型的最主要因素为构造环境及海面变动。

1. 构造环境

构造环境决定了陆架的宽度、陆坡的坡度、盆地的形态，从而也控制着深海扇的发育。在壮年期的被动边缘，构造环境稳定，只要有充足的物源就可形成大的长型扇及弧型扇（表4-6），扇之间发育了巨厚的陆坡裙。在活动边缘及转换边缘，快速的抬升、沉陷及沿断层的水平运动不利于扇的发育，出现小弧型扇，扇之间的陆坡裙也很薄。但如有充足的物源，海沟底也可出现大的弧型扇。

表 4-6 各种构造环境的特征及对深海扇的影响 (Shanmugam, 1985)[55]

构造环境		活动边缘	被动边缘
陆架宽度		窄	宽
可利用沉积物量		小	大
碎屑物搬运距离		短	长
影响程度	海面变动因素	低一高	高
	构造因素	高	低
扇特征	规模	小(半径数十公里)	大(数百公里)
	沉积物	富砂	富泥

2. 海面变化

绝大多数现代深海扇的发育和沉积作用受近一百万年来冰期引起的海面升降所控制。在间冰期高海面阶段,扇的发展大为减缓或暂时停止,因为建造扇所需的陆源碎屑不能到达陆隆。冰期低海面时,大量碎屑物质以块体运动形式搬运入陆隆,故深海扇发展迅速。亚马孙扇在威斯康星冰期时以浊流沉积和半远洋沉积为主,沉积速率 25—150cm/10^3a;而全新世 (11000 年以来)海面升高以来,只沉积了 **1m** 厚的远洋沉积,沉积速率<15cm/10^3**a** (图 4-30)。孟加拉扇、阿斯托里亚扇的情况亦相似。刚果扇和马格德莱纳扇则不同,浊流等块体沉积作用在全新世仍很活跃,因为该处陆架很窄,海底峡谷与河口相接,河流载荷可直接排入峡谷而被搬运入陆隆。

构造抬升能增大碎屑物质供给量,但构造抬升初期并不能产生大量能形成浊流的砂至粘土粒级的碎屑。构造抬升所产生的粗碎屑必须经过河流及浅海作用使其破碎成较细

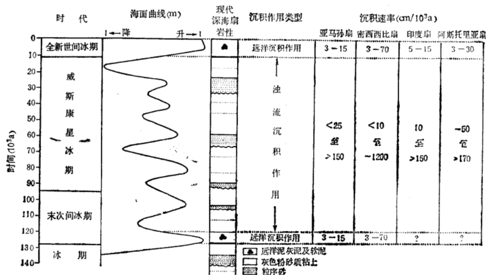


图 4-30 冰期海面变化对深海扇沉积速率、沉积物类型的影响 (Shanmugam, 1985)[55]

质点后才能被浊流搬运。

第七节 边缘海盆沉积

边缘海盆（marginal basin）是位于西太平洋边缘被海沟或岛弧与洋盆分隔开来最

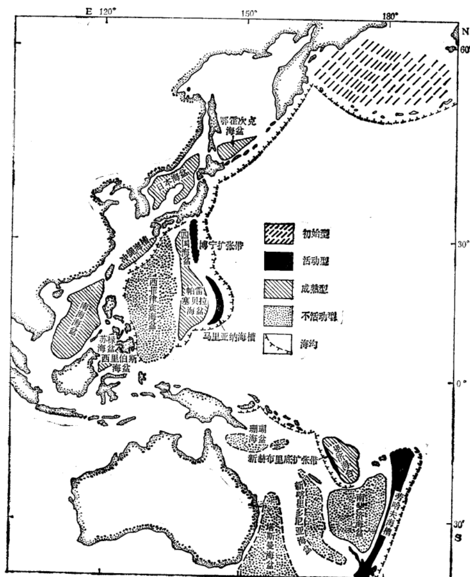


图 4-31 西太平洋的边缘海盆（Karig, 1971）[48]

大深度大于 2000m 的断陷盆地。鄂霍次克海盆、日本海盆、冲绳海槽、南海海盆、西菲律宾海盆、帕雷塞贝拉海盆、珊瑚海盆、塔斯曼海盆、新喀里多尼亚海盆及南斐济海盆等（图 4-31）都属于现代边缘海盆。它们形成于古新世，晚第三纪时沉陷速率最大，持续的时间通常为 (5—16)×10^6 年。边缘海盆的形成可能是因为大陆板块后退，在弧后产生张应力形成裂缝，然后发生海底扩张所致；盆地的持续下沉则是由于软流圈内的对流活动。盆地的声波基底和实际基底都由大洋拉斑玄武岩组成，从扩张中心到盆地两翼出现时代逐渐变老的对称或不对称的条带状磁异常。Toksoz 等 (1977) 根据发展阶段将边缘海盆分为四种类型：初始、活动、成熟及不活动。初始边缘海盆具有典型的盆地形态，但热流值不高，盆地下的地壳尚未变热、加宽和断裂。活动海盆具有在地形上突出的活动扩张中心，热流值高，出现条带状磁异常，如马利亚纳海槽等。成熟边缘海盆内热流异常的范围宽，扩张减缓，软流圈已变冷，鄂霍次克海盆、日本海盆、冲绳海槽、南海海盆等都属之。不活动边缘海盆已达到老年阶段，下沉停止，热流值恢复正常，菲律宾海盆即处于此阶段。

断陷作用为沉积物的堆积提供了场所，一旦断陷盆地形成后，沉积作用就取决于洋流循环、生物生产力带的纬向分布、陆源物质的来源、区域火山活动和构造抬升岛弧物源区的沉积物供给量。断陷作用也控制着盆地的水深，从而也控制着生物碳酸盐保存的可能性，如在碳酸盐补偿深度 (CCD) 以下，则仅能存在深海褐粘土。

一、沉积物类型

根据深海钻探资料，边缘海盆内的沉积物由重力流沉积、半远洋-远洋粘土、远洋生物软泥及火山碎屑沉积所组成（表 4-7）。以浊积物 (25.7%)、生物碳酸盐 (23.8%) 和半远洋粘土 (21.8%) 为最主要（图 4-32）。

表 4-7 西太平洋边缘海盆的沉积物类型及体积频率 (Klein, 1985)

沉积物类型		体积频率(%)
硅酸盐质重力流沉积	碎屑流沉积	1.2
	深海扇浊积物	20.0
	粉砂浊积层	5.7
粘土	半远洋粘土	21.8
	远洋粘土	4.2
生物沉积	硅质生物沉积	4.3
	生物碳酸盐沉积	23.8
	碳酸盐质重力流沉积	9.5
火山碎屑沉积		9.5

(1) 硅酸盐质重力流沉积

重力流沉积中以浊积物为主。在四国海盆和珊瑚海盆内靠岛弧一侧，由于岛弧快速抬升，浊积物大量生成而堆积成深海扇，由砂、粉砂、粘土组成；或者成为浊积层，则多由粉砂组成。除浊积物外，在菲律宾等盆地内靠岛弧一侧还出现碎屑流沉积，主要由火山碎屑组成。

(2) 半远洋-远洋粘土

半远洋粘土颜色多种多样，含生物组分低于 30%。远样粘土则为红褐色，含铁锰结核微粒。分布于 CCD 以下。

(3) 远洋生物沉积

有碳酸盐质及硅质两类生物沉积。两者的分布受纬度控制，低、中纬度在碳酸盐补偿深度以上为碳酸盐沉积，高纬度则为硅质沉积。

(4) 火山碎屑沉积

多为玻屑、晶屑组成的安山质凝灰沉积，常含有浮岩砾石。多呈薄层状夹在正常沉积层系中，但也可被浊流搬运而出现粒序层理。在火山锥周围还可分布有呈裾状的火山角砾沉积。

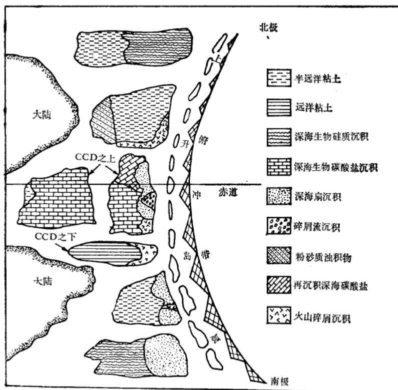


图 4-32 弧后盆地沉积物分布模式 (Klein, 1985)

二、冲绳海槽的沉积物

冲绳海槽位于东海陆架与琉球岛弧之间，属边缘海盆或弧后盆地。呈 NE-SW 向延伸，长约 1000km，宽度平均约 150km (图 4-33)。

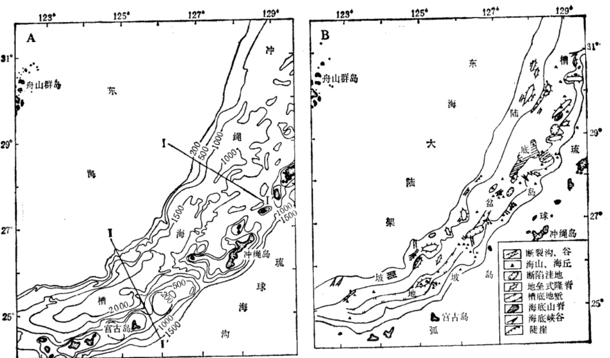


图 4-33 冲绳海槽地形图（A）和地貌略图（B）（高金满，1987）[1373]

1. 地貌概况

构造运动和岩浆活动控制着冲绳海槽的地貌特征。主要地貌单元可分为西侧槽坡、槽底盆地及东侧槽坡。

西侧槽坡即东海陆坡，宽度约 30—40km，坡角最大为 4°。槽坡上的次一级地貌形态有与槽坡延伸方向垂直或斜交的海底峡谷、断裂沟(谷)和隆脊（图 4-33)。峡谷起始于陆架坡折带，长约 20km，宽数百至千余米，深 170—500m。断面 V 字形。断裂沟多分布在北纬 28° 以南，平行等深线延伸，断面 V 字形，深度小于 200m；断裂谷断面为 U 字形，深度大于 200m。

槽底盆地宽度平均为 94.7km。地形较平坦，北高南低，依次出现四个坡折带。坡折带处有海底山、海丘和沟谷分布。海底山长 100 余公里，高数百米，在其上曾采到闪长岩和枕状玄武岩。

东侧槽坡宽约 20 余公里，倾角 2—6°，但 26°N 以北由于强烈的构造运动及火山活动的影响使地形变得很复杂。槽坡上的次一级地貌形态有海山、海丘和断陷洼地。

2. 海底地层结构

根据地震反射测量资料(王舒畋，1986)，海底地层可分为四个层组(图 4-34，表 4-8)：

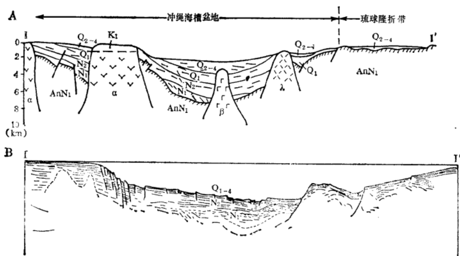


图 4-34　冲绳海槽地质剖面图(剖面位置见图 4-33A)

A——地质剖面图(王舒畋，1986)[4]；B——地震反射剖面图（金翔龙，1985)[32]；Q_{2-4}——中更新统-全新统；Q_1——早更新统；Q——第四系；N_2——上新统；N_1——中新统；AnN_1——前中新统；λ——喜马拉雅运动晚期流纹质浮岩；α——喜马拉雅运动晚期安山岩；β——喜马拉雅运动晚期玄武岩

顶部层组（Q_{2-4}）为一套未变形的水平层，厚度变化较大，由数米到一千多米，最厚 1500 米，由中心向两侧变薄，北部较南部厚。时代为全新世至晚更新世。由柱样可知，顶部为半远洋粘土质沉积，厚 0.3—1.1 米。向下为半远洋泥、凝灰沉积和浊积物。早更新统(Q_1)

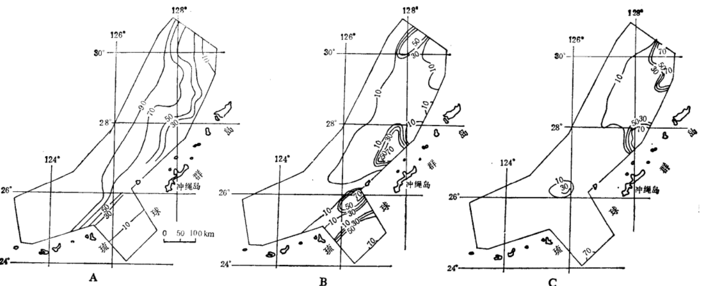


图 4-35 冲绳海槽表层沉积物中陆源碎屑（A）、生物碎屑（B）及火山碎屑（C）含量等值线图(潘志良，1986)[49]

表 4-8　冲绳海槽地震地层组特征(王舒畋,1986)[4]

地震反射层组	地层变形程度	厚度(m)	时　代
A	未变形水平层	数—1500	中更新世—全新世(Q_{2-4})
B	轻度变形层	1000—2000	早更新世(Q_1)
C	倾斜层	2000—4000	上新世(N_2)
D	变形层	500—1000	中、晚中新世(N_1)
E	声波基底		前中新世(AnN_1)

为一套平整且稳定的沉积层，轻微变形。下伏第三系厚 2500—5000m。再向下为盆地基底,故可知此边缘海盆在第三纪中中新世(5×10^6 年前)开始发生沉积作用，最大地层厚度可达 7000 多米。

3. 沉积物

海槽内以浊流沉积、火山沉积及半远洋沉积为主。表层沉积物中陆源碎屑的含量常达到 70—90%(图 4-35)。生物碎屑以有孔虫为主，在海槽北部及中部沉积物内的含量约占 10%，局部可特别富集。火山碎屑沉积多出现在北部。

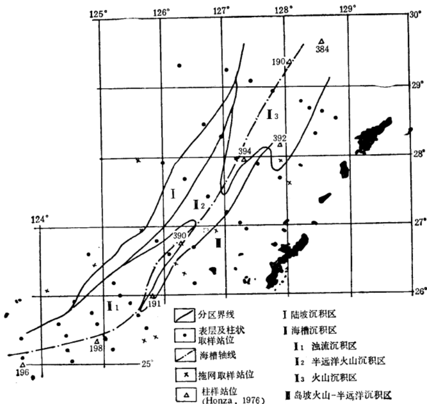


图 4-36　冲绳海槽沉积物分区图(张明书,1986)[30]

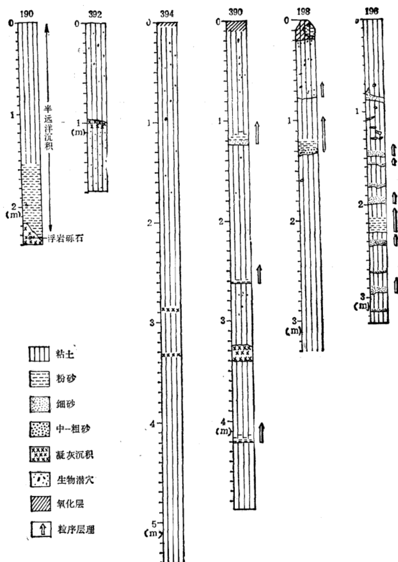


图 4-37 冲绳海槽柱样剖面图(样品位置见图 4-36; Honza, 1976)[89]

根据表层沉积物的成因类型,张明书(1986)将海槽表层划分为浊流沉积区、半远洋火山沉积区、火山沉积区(图 4-36)。在南部多个站位的柱样(最大长度 515cm) 中都发现了浊积物,一个柱样中最多的达到 9 个层组。每个层组的厚度为数至十余厘米,最大达 50 厘米(图 4-37, 图版 III-2)。每个浊积层组具粒序层理,底部有冲刷面,岩性由中-细砂向上递变为粉砂、粘土;底部也可为粉砂向上过渡为粘土;有时也可由砂直接递变为粘土,而

缺少粉砂。浊积物的成分除陆源碎屑及生物骨屑外，还含有少量火山碎屑(晶屑及玻屑)。生物碎屑中以有孔虫为主，既具有浅水种，也有深水种，还出现广盐性的介形虫。浊积物在上更新统较发育，到全新统则骤然减少。

半远洋沉积为含有孔虫粘土，有孔虫等生物组分含量10—30%。有孔虫中浮游种属占90%以上。虫孔(直径0.1—0.5mm)及生物扰动构造发育，粘土矿物组构的定向性较佳，与浊积物中的杂乱排列成明显对照。

火山碎屑沉积分布很广泛，特别是在海槽北部。5m长的柱样中可见凝灰质沉积层、流纹英安质火山角砾数层，每层厚十余至80cm。火山角砾主要由英安质浮岩组成，含中长石、紫苏辉石、普通辉石斑晶，偶尔出现石英斑晶，基质为玻璃质。

冲绳海槽全新世沉积速率约3.5cm/10^3a，晚更新世的沉积速率为5.5cm/10^3a。

第八节 海沟沉积

一、概　述

海沟(trench)是位于岛弧外侧的两壁陡峭的狭长槽状洼陷，由于大洋板块向大陆板块下俯冲而形成。海沟宽40—120km，长800—4500km，深6150—10924m，较之毗邻洋底深2000—4000m。全世界海沟共二十余条，大多分布在太平洋边缘，特别是西太平洋边缘(图4-38)；而大西洋仅有两条，印度洋只有一条，且深度都小于8400m。最深的海沟为马利亚纳海沟和汤加海沟。海沟两侧不对称，一侧为浅海，深度可达1000m，另一侧则为大洋，平均深度4000—6000m。

海沟是年青的地貌单元，可能没有或仅有很少的沉积物覆盖。如有沉积物往往是半

图4-38　海沟的分布(小林和男，1980)[22]

远洋沉积及来自岛弧火山岩和变质岩的不成熟碎屑物。沉积物堆积部位的水深取决于沉积速率和盆地下沉速率。

二、日本海沟的沉积作用

日本海沟位于日本本州岛滨外，长 800km，宽 100km，轴部水深大于 7000m，最大深度为 8412m。主要地貌单元包括陆侧沟坡、海侧沟坡及海沟底（图 4-39）。

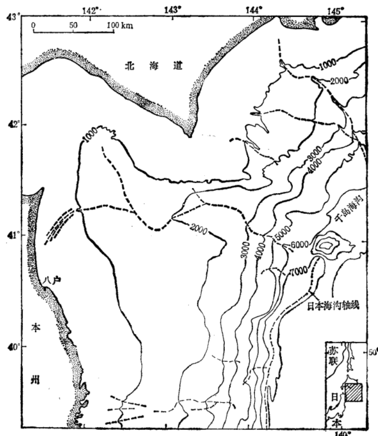


图 4-39　日本海沟及其附近海域地形图（Huene, 1982）

陆侧沟坡上部的沉积物主要为含硅藻粉砂质粘土，夹有少量砂层及火山灰层。沟坡下部以粉砂、粘土为主。虽已处于碳酸盐补偿深度以下，但所有样品中都含有钙质微体化石，这表明存在显著的沉积物的顺坡搬运作用。海沟底通常分布着半远洋泥、浊积泥、浊积砂及火山夹层。

从产状上看，沉积物可分为扇形体、谷槽状、溢流状、塘状（沟坡盆地状）、覆盖状和块体搬运沉积（图 4-40）。海沟轴部盆地内以纵向谷槽状、覆盖状和块体运动沉积为主；向

陆侧沟坡以横向（垂直海沟轴）谷槽状及块体运动沉积为主；向海侧沟坡以塘状沉积为主。

地貌单元 / 沉积类型	陆架盆地	陆坡盆地	海沟轴部盆地	海沟向陆坡	海沟向海坡
扇沉积	▬▬▬	———	———	——- -	
纵向谷槽沉积	▬▬▬	▬▬▬	▬▬▬	- - -	
横向谷槽沉积	———	- - -	- - -	▬▬▬	
漫岸沉积	———	- - -	———	——- -	
塘状沉积	- - -			———	▬▬▬
覆盖沉积	———	▬▬▬	▬▬▬	———	- - -
块体运动沉积	- - -	▬▬▬	▬▬▬	▬▬▬	- - -

图 4-40　日本海沟内各种产状沉积体的频率（Huene, 1982）

从深海钻探的岩心看来，前第四纪的沉积速率变化很大。陆侧海坡的下部较之上部具有较高的沉积速率，前者为 27cm/10^3a，后者为 2.5—10cm/10^3a。沟坡下部沉积速率高可能是因为构造作用形成了盆地而有利于生物 SiO_2 的沉积。

第五章 大陆边缘的碳酸盐沉积作用

碳酸盐沉积是由50%以上的碳酸盐矿物(钙、镁碳酸盐)组成。碳酸盐沉积与硅质碎屑沉积有许多区别(表5-1)，根本的差异在于：后者是母岩风化产物被搬运到沉积环境中，即物源主要为陆源碎屑，结构和构造受水动力条件所控制；而碳酸盐沉积的组分是在沉积环境内或其附近生成的，无论是异化粒、灰泥或礁均是沉积环境参数(温度、盐度、生物生产力、能量等)的综合反映。

表5-1 碳酸盐沉积与硅质碎屑沉积的区别

要素		碳酸盐沉积	硅质碎屑沉积
物质来源		内源的生物及化学沉淀物质	大陆风化产物
自然地理环境	气候	主要在热带及副热带	各种气候带
	水深	浅水及表层水	深度不限
沉积物特征	粒度	决定于生物骨骼和硬组织的大小	决定于沉积过程中的能量水平
	泥质沉积	粉砂、粘土粒级的生物成因的骨骼及非骨骼碳酸盐	由石英、粘土矿物组成
	浅水砂体	砂粒级生物成因的骨骼及非骨骼碳酸盐	由陆源石英、长石、岩屑组成
	水动力作用的影响	不起主要作用	起控制作用
胶结及成岩作用	早期成岩作用	海底胶结	不能胶结
	周期性淹没暴露的影响	发生强胶结作用及重结晶作用	影响不大
	浅变质作用	结构及构造大部消失	变化很小

碳酸盐沉积的组分、沉积构造、堆积速率、分布模式及成岩作用等特征决定于沉积环境。碳酸盐的沉积环境分类也和硅质碎屑沉积的一样，首先划分为大陆边缘和大洋两大单元。

(1) 大陆边缘(图5-1)。1) 近岸带，本带的范围由特大高潮线至20m水深处，以形成生物成因非骨骼碳酸盐为特征。2) 陆架(台地)区，由近岸带(20m深)外界至陆架坡折带处(100—200m深)。内陆架是底栖生物非常繁盛的地带，外陆架则以浮游生物骨屑为主。陆架带和近岸带又统称为浅水环境；并且，常将近岸带和内陆架合并在一起。3) 陆坡、陆隆及边缘海盆，此为深水碳酸盐的形成地带，沉积物部分由浮游生物骨屑组成，部

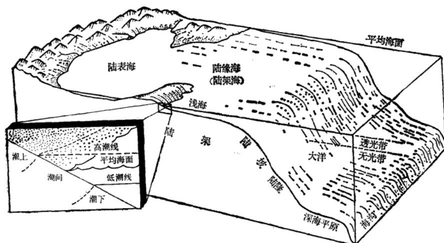


图 5-1 碳酸盐沉积环境分区 (Scoffin, 1987)[118]

分为浅水碳酸盐,是由浊流搬运而来。

(2) 大洋。是指大陆边缘以外水深大于 2500m 的远洋区,沉积物大部由浮游生物骨屑构成。此部分内容放在第五章论述。

第一节 矿物成分及结构成分

一、矿 物 成 分

矿物成分及其特征能提供碳酸盐的大量成因信息，对判断其形成过程和机理有重要意义。

1. 矿物类型

已发现的碳酸盐矿物近百种，而组成碳酸盐沉积物(岩)的仅几种，主要为钙镁碳酸盐：方解石、文石、高镁方解石、白云石和菱镁矿。

方解石和高镁方解石 方解石和高镁方解石属三方碳酸盐,其晶体结构中 Ca 原子层和 CO_3 层沿 C 轴互相交替；而高镁方解石中的 Mg 则代替 Ca 并无序地分布于 Ca 的晶位上。方解石中类质同象代替钙的镁含量达 1% 者，可称为高镁方解石或镁方解石。高镁方解石又按 Mg 含量的不同进一步划分为高高镁(12—28mol% $MgCO_3$)和中高镁(4—12mol% $MgCO_3$)方解石(表 5-2)。多种生物骨骼的矿物成分为高镁方解石(表 5-3),含 Mg 5% 的较常见,但红藻、底栖有孔虫、海绵、八射珊瑚、棘皮动物的某些种属含 $MgCO_3$ 克分子百分含量可达 15,甚至 30%。高镁方解石的晶胞参数与镁含量间常呈函数关系。Bischoff 等 (1983) 曾以高温高压下的合成物质为标准绘制了高镁方解石中镁含量与晶胞参数间的关系曲线(图 5-2)。对有关数据作回归处理后,得出下列方程:

表 5-2 方解石变种及白云石中的镁含量

矿 物 名	含 量 范 围			
	Mg (%)	MgO (%)	$MgCO_3$(wt.%)	$MgCO_3$(mol%)
低镁方解石（普通方解石）	<1	<1.6	<3.4	<4
（广义）高镁方解石	1—7.5	1.6—12.6	3.4—26.5	4—30
中高镁方解石	1—3	1.6—4.9	3.4—10.3	4—12
高高镁方解石（狭义高镁方解石）	3—7.5	4.9—12.6	10.3—26.5	12—30
富钙白云石	11.3—13	18.9—21.7	39.7—45.6	44—<50
理想白云石	13	21.7	45.6	50

表 5-3 钙质生物骨屑的矿物成分 (Scholle, 1978)[117]

生物门类	矿 物 成 分		
	文石	镁方解石($MgCO_3$ mol%) 0 5 10 15 20 25 30 35	文石＋方解石
钙藻			
红藻		△——————△	
绿藻	△		
颗石（钙板金藻）		△	
有孔虫			
底栖	×	△——————△·----△	
浮游		△—△	
海绵		△———△	
腔肠动物			
层孔虫	△	△?	
六射珊瑚	△		
八射珊瑚	×	△———△	
苔藓虫	×	△—△	
腕足类		△—△	
软体动物			
双壳类	△	△—△	△
腹足类	△	△—△	△·
翼足类	△		
头足类	△		
环节动物	△	△———△	△
节肢动物			
介形类		△———△	
藤壶		△—△	
棘皮动物		△——————△	

△ 常见， × 稀少

$$V = 368.1 - 122x + 131x^2$$
$$a_0 = 4.9906 - 0.50x + 0.56x^2$$
$$c_0 = 17.069 - 2.27x + 2.1x^2$$
$$c_0/a_0 = 3.420 - 0.118x + 0.05x^2$$

式中 V，a_0，c_0，c_0/a_0 为碳酸盐的晶胞参数，x-碳酸盐中 $MgCO_3$mol%。但是生物骨骼碳酸盐的晶胞参数与镁含量间关系与上述标准曲线有差异，是由于骨骼的矿物成分不均一，如在壳体中常出现高镁和低镁壳畴之故。 Goldsmith (1961)[20] 确定的方解石中特殊面

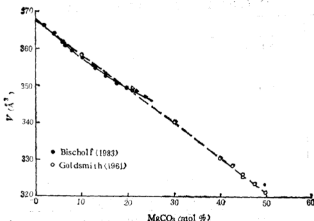


图 5-2 合成镁方解石的晶胞参数与镁含量的关系

网 d_{104} 与镁含量间的关系曲线，对含 $MgCO_3$ 为 0—20mol% 的镁方解石来说，现仍适用于作粗略鉴定，但对生物骨屑而言，有时会出现较大误差。

方解石在成岩过程中是较稳定相，不会发生多形转变，并能保存原始组构、微量元素及同位素组分。高镁方解石是不稳定相，通过溶解沉淀反应，迅速转变为方解石。但这种转变与文石的方解石化不相同，能保留原始结构细部，即广泛的成分变化却伴随着原始雏晶的形态和定向性的微小变化。

白云石　可将白云石 [$CaMg(CO_3)_2$] 的晶体结构看作是方解石结构中的钙阳离子层间隔地被镁离子层所代替，故白云石整体结构中阳离子层为镁离子层和钙离子层相交互。白云石的X射线衍射图中将出现 hol, $okl(l = 2n + 1)$ 的反射，如 101, 015, 021等。这些反射线称超结构反射 (b 反射)或有序反射，是鉴别白云石和高镁方解石的标志。彭志忠 (1984) 曾用X射线衍射线强度比 I_{015}/I_{110} 作为白云石有序度的判据。时代越老的白云石有序度越高 (≈1)，而第三纪白云石的有序度低 (0.33—0.72)。

曾将成分、有序性与理想白云石有差别者(含 $CaCO_3$ > 50%—56%) 称为原白云石，故将X射线衍射图中有序反射部分缺失或变弱作为原白云石的鉴定标志。但这种有序反射变弱缺乏定量的概念，因此，现多用富钙白云石一词代替原白云石。高分辨电镜(HTEM) 对沉积物(岩)内白云石的研究 (Reeder, 1981)[106] 表明，它们可以划为三种类型：

(1) 近理想白云石，这种白云石是均匀的，由较大单晶畴组成，产于年代老埋深大的地层中。

(2) 普通白云石，是沉积白云石中最常见的类型。整个晶体中由厚几百Å(埃)，且结构和化学成分均稍有差别的调幅晶片组成，晶片畴紧密交生，平行于菱面体面。晶片有富Mg 区和贫镁区之分，后者稳定性差些。在孔隙液作用下，富钙晶片易被溶解而消失，发展为均匀的白云石。

(3) 现代白云石，即富钙白云石，是由几十或几百Å的微晶组成的镶嵌集合体。微晶成分多变，晶格不连续。与第二型白云石的差别是大多不具调幅结构。该白云石的典型

微结构是高密度的生长缺陷，包括位错、层错和亚晶界等，称为斑杂微结构，选区衍射中有b反射。整个晶体出现许多不饱和化学链，使X射线衍射图中线条宽化和变弱。这类白云石存在较多的微量元素(如 Sr = 0.047—0.055%，Na ≤ 0.011—0.016%)，很不稳定，易溶解，能较快地转化。

沉积白云石的化学成分与晶胞参数变化之间并不完全呈线性关系。含有稍过量 Ca 的白云石 ($0.5 \leqslant x_{CaCO_3} \leqslant 0.525$) 的化学成分与晶胞参数为线性关系；但含高过量 Ca ($0.525 \leqslant x_{CaCO_3} \leqslant 0.562$)，则 a_0，c_0 和 V 与成分间的相关性要差一些(图 5-3)。

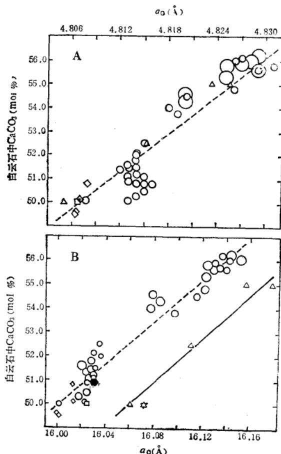


图 5-3 晶胞参数 a_0(A)、c_0(B) 与白云石中 $CaCO_3$ 含量的关系 (Reeder, et al., 1984)[107]

六角形——美国阿瑟湖白云石；菱形——变质或热液的有序白云石；正方形——高温合成白云石；圆圈——沉积白云石，其直径代表标准差的大小；三角形——合成高镁方解石

斜方碳酸盐 文石是方解石的斜方同质多象变体，是现代钙质生物骨屑、鲕粒、灰泥的重要组成分。由于其中 Ca 的配位数为 9，故易被大半径(离子半径大于钙的)阳离子所代替，在现代文石质壳体中最重要的代替组分是 Sr (Sr = 0.7—0.94%)，还有少量 Na (0.15%)和Mg(0.075—0.63%)。不同门类、不同环境下形成的壳体中 Sr 含量变化很大。因此，文石质骨屑的微量元素可作为古环境的重要指标。文石中微量元素的分配系数是生物生存环境理化条件的函数。溶液中 Sr^{2+}/Ca^{2+} 与文石骨骼中的该比值呈线性关系，某些文石骨骼显示，Sr^{2+}/Ca^{2+} 与水温呈负相关。Smith[117] 在 1979 年曾发现三个造礁珊瑚属的Sr分配系数与水温的关系式如下：

$$D(\text{Sr 的分配系数}) = 1.30 - 0.0094T(℃)。$$

Sr 的含量也是区别地质时期中非骨骼碳酸盐原始矿物相(文石或高镁方解石，后者的 Sr 含量低)的重要根据。文石不稳定，易转变为方解石，更新世的文石壳已部分地发生这种转变。这种转变产生了特征的组构；或者呈新生变形晶体(假亮晶)，但保存了文石母体的

残余固态或液态包裹体；或者呈充填孔隙的亮晶，因原有文石已完全溶解。

2. 控制矿物相的因素

虽已进行过很多实验，但对于方解石、镁方解石或文石的形成条件和机制尚未搞清。

化学沉淀过程中控制矿物相的因素　大概有以下几方面：

(1) 系统中的 Mg^{2+}/Ca^{2+} (单位为 mol%，以下同)，随着此值的增大，沉淀出的矿物相由镁方解石为主逐渐过渡为以文石为主(表 5-4)，但 Mg^{2+} 的绝对浓度影响不明显。

表 5-4　系统中 Mg^{2+} 对沉淀碳酸盐矿物相的影响(陈友明，1982)[58]

Mg^{2+}/Ca^{2+}	沉淀的固相	Mg^{2+}/Ca^{2+}	沉淀的固相
<5	方解石和镁方解石	10—20	文石及镁方解石
5—10	镁方解石及少量文石	>20	文石

(2) 沉淀动力学，沉淀时间越长，固相中文石量较多。

(3) 当 Mg^{2+}/Ca^{2+} 比值为 5 时，温度增高(6—35℃之间)有利于文石沉淀，而不利于方解石形成。

(4) 海水中的其它成分，一定的离子是某些矿物沉淀的抑制剂，因而影响该矿物的生长。如钙镁碳酸盐雏晶对 Mg^{2+} 的吸附阻碍白云石的形成，而有利于文石沉淀。有机物和 SO_4^{2-} 的加入有利于方解石的形成。

地质历史过程中控制矿物相的因素　近来的一些研究表明[214,126] (Sandberg, 1983; Wilkinson, et al., 1985)，非骨骼成因碳酸盐的矿物成分在整个地质时期发生旋迴性的变化(图 5-4)，可分为方解石期和高镁方解石文石期。前者包括晚寒武、奥陶、志留、泥盆、早石炭、侏罗、白垩和早新生代；后者包括前寒武、早寒武、晚石炭、二叠、三叠及全新世。导致这种变化的可能机制是地质构造所引起 P_{CO_2} 的变化，而不是海水中 Ca/Mg 的改变。

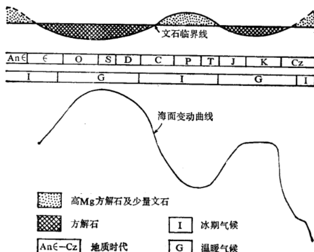


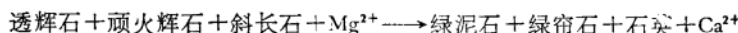
图 5-4　非骨骼碳酸盐矿物成分变化的一级旋迴 (Sandberg, 1983)[114]

低P_{CO_2}有利于文石沉淀，高P_{CO_2}有利于方解石(可能还有白云石)的沉淀。高海面时期具有以下特点：(1)陆源碎屑的低侵蚀、沉积速率；(2)碳酸盐的广泛沉积作用；(3)俯冲带的强烈成岩和变质反应。以上条件使大气中CO_2水平增高，有利于方解石的沉淀。而低海面时期的特点是：(1)大陆环境的强风化作用；(2)碳酸盐的被侵蚀；(3)铁镁硅酸盐的被侵蚀；(4)光合作用增强。上述条件使大气中CO_2水平降低，有利于文石的沉淀。

现在认为，海洋中的Mg/Ca并不是取决于浮游生物的丰度，而是取决于洋中脊玄武岩的水热变化。在此变化过程中Mg^{2+}浓度降低、Ca^{2+}增高：



辉石＋斜长石＋Mg^{2+} ⟶ 绿泥石＋绿帘石＋H^+



透辉石＋顽火辉石＋斜长石＋Mg^{2+} ⟶ 绿泥石＋绿帘石＋石英＋Ca^{2+}



$H^+ + HCO_3^- \longrightarrow H_2O + CO_2$



$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \longrightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2\uparrow$

因为海面变化直接与全球海底扩张速率有关，迅速扩张期Mg/Ca必然减小，有利于方解石沉淀，而低海面时Mg/Ca比值高，有利于文石的沉淀。

二、结 构 成 分

碳酸盐沉积的结构成分主要包括颗粒及灰泥两部分。

1. 颗粒

颗粒(又称异化粒)是沉积盆地内由于侵蚀作用、化学凝聚作用及生物作用形成的砂级及粉砂级质点，在沉积前大都经过搬运。主要有五种类型的颗粒：内碎屑、鲕、球粒、集合粒及生物骨屑。

I. 非骨骼颗粒　非骨骼颗粒是指除生物骨屑外的其它颗粒，但并不意味着系无机成因，只是不属于某种生物的硬组织。

(1) 内碎屑：是附近海底的准同期的弱固结碳酸盐沉积物经浪、流侵蚀而成的碎屑，粒度多为砂至砾石。内碎屑常发生塑性变形，圆度为圆状至棱角状。内碎屑多产生于因风暴浪使底流速增大、部分暴露使浪基面降低的强侵蚀环境以及构造不稳定的沉积盆地内，由于地震、海啸也容易发生振动、滑塌、破碎而形成内碎屑。

(2) 鲕：鲕是由核心及围绕核心的同心纹层(包壳)组成的球形、椭球形颗粒，粒径0.1—2mm (>2mm者称为豆粒)。核心可为生物碎屑、球粒及石英颗粒，以球粒最常见。单个纹层的厚度为3—15μm。有些鲕粒的纹层数为20—200层。纹层内针状文石晶体的(长1—10μm)的C轴呈切线状或放射状排列。现代鲕的矿物成分以文石为主，高镁方解石很稀少。鲕形成于$CaCO_3$过饱和的间歇性运动的温暖浅水中(深度小于10m，以小于4m的为主)，如陆架(台地)边缘、潮汐三角洲、沙坝、海滩等处(图5-5)，且附近有富含$CaCO_3$的较深冷水不断供给。单个鲕可经历生长和磨蚀相交替的若干个韵律。现代鲕主要分布于大西洋巴哈马群岛、波斯湾、红海，澳大利亚大堡礁、墨西哥湾内的巴芬湾等处。

高盐(盐度＝45—65‰)的巴芬湾内，pH ＝ 8.3—8.5，有现代鲕产出。粒径0.84—0.5mm，核心主要为石英，少量为骨屑。包壳体积为整个鲕体积的57—72%。包壳有三种组构：切线状(55%)、无定向微晶(>40%)及放射状(<5%)。大多数的鲕同时具

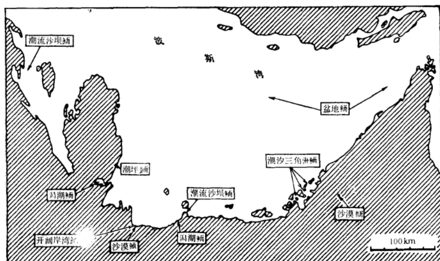


图 5-5　波斯湾内现代鲕的产出环境，海岸、潮坪、深水区的鲕是风、流再搬运的异地鲕（Lorea, 1973）[71]

有两种组构，少量存在三种(图 5-6)。在扫描电镜下可见，切线及微晶组构包壳都是由它形等轴粒状晶体(粒径 $<1\mu m$) 组成，少量长/宽 =2—3，放射状组构由直径=1—1.5μm的它形晶体组成。X 射线衍射分析表明，所有鲕粒几乎都同时含有文石、镁方解石及方解石。切线、微晶组构壳层均为高锶文石 (Sr = 1.05—1.0%)；放射组构则为高镁方解石 ($MgCO_3$ = 12.4—14.4mol%)；方解石组成核心。包壳矿物成分的变化，可能是环境中有机酸浓度的变化，或是水体搅动程度不同引起沉淀速率变化所致。C、O 同位素的分析表明，这些碳酸盐都属无机化学沉淀 ($\delta^{13}C$ = 3.5‰，$\delta^{18}O$ = 1.1‰)，无藻参与其形成。鲕的最外圈（占总直径的 15%）经 ^{14}C 测年后得知已生长了 20 年。在最强搅动区鲕最富集，纹层主要为切线组构(图 5-6)；静水环境形成放射组构的包壳。所以，盐度及 Mg/Ca 都不影响包壳的矿物成分和组构。遮蔽微环境沉淀的文石针呈无定向或放射定向。由于强烈搅动又可再定向，这种机理使较脆性的针状文石易于成为切线排列而短粗的镁方解石晶体则不易于再定向，仍保存放射状组构。鲕的组构虽然反应了水动力条件，但也可能是鲕的直径较小（<0.6mm）悬浮在水中时，加积生长为放射组构纹层；以后长大到 0.6mm 时就下沉成为床砂，再加积的纹层具切线组构，以适应表面的磨蚀作用。

从整个地质时期看，鲕的分布具有韵律性变化，即海侵、海退交替时期丰度最高(图 5-7；Wilkinson et al., 1985)[326]，而稳定的高海面、低海面时期丰度都较低。低海面时期可能由于浅水区域面积的减小，使鲕丰度降低。高海面时期可能因为大气中具有较高的 P_{CO_2} 以及海水中 CO_3^{2-} 浓度较低而不利于鲕的形成。并且，高海面时期鲕的矿物成分以方解石为主，而低海面时期以文石为主。

(3) 球粒 (pellet)：是泥晶组成的椭球形、球形碳酸盐颗粒，在薄片中色较深、具斑点或均质结构，富含有机质，无明显的内部构造。球粒直径 0.05—0.2mm，但有些粪球粒

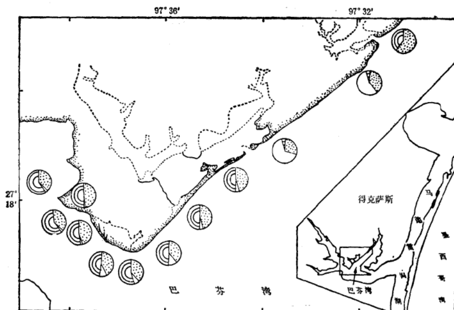


图 5-6 巴芬湾现代鲕包壳组构的空间变化（Land, 1979）[91]

点状——微晶组构；环状——切线组构；无花纹——放射组构

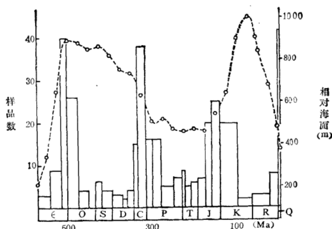


图 5-7 显生界中鲕粒灰岩的丰度变化

（曲线代表海面位置；Wilkinson et al., 1985）[126]

的直径可达 1mm 以上。球粒主要为粪球粒（fecel pellet），是由无定向的粉砂、粘土级碳酸钙质点(包括部分陆源碎屑)，被有机质粘结而成。大多为无脊椎动物如多毛类、腹足类及甲壳类的排泄物。南海三亚湾的粪球粒呈椭球状，外表光滑，灰黄色，长径为 0.3—0.4mm，短径 0.1—0.2mm。主要由陆源石英及粘土组成，含有 16.34％ 的 $CaCO_3$，可能是

腹足类或节肢动物的粪便。由于疏松易碎，只能在低能环境中保存。圆形暗色的泥晶颗粒并不都是粪球粒，可能是灰泥质的内碎屑，也可能是骨屑、鲕发生泥晶化后失去原有的组构。巴哈马球粒是文石针凝聚而成，以后又被有机质胶结或发生重结晶而变得坚硬。对于成因不能确定的此类型颗粒可称为似球粒（peloid）。球粒、似球粒在石灰岩中分布很广泛，代表低能、温暖、限制环流的过饱和 $CaCO_3$ 浅海。

(4) 集合粒（aggregate）：集合粒是指几个颗粒被泥(隐)晶基质或藻类粘结在一起。基质多为杂乱的文石针，且体积不足总体积的一半。由于被侵蚀而从原来的具不规裂隙的弱胶结基底上脱落下来。

团块（lump）通常包含两个或多个球粒、鲕粒或骨屑，泥(隐)晶基质超过总体积的一半。

葡萄粒（grapestone）系指产于巴哈马滩的集合粒，是外形类似葡萄的颗粒簇(图版III-4)，被文石微晶胶结在一起，颗粒(骨屑、鲕、球粒)常强泥晶化。最大的葡萄粒直径可达 3mm。对其成因尚不完全清楚，可能是颗粒固定在藻席、海底上一段时间后，又发育了胶结薄壳，后来由于生物扰动或风暴的作用而发生周期性破裂，形成葡萄粒。

集合粒还可能有以下几种成因：(1) 物理-化学的粘结作用，包括因电荷不同而发生的凝聚作用、有机物质的胶结作用和晶体的胶结作用；(2) 围绕颗粒发生化学沉淀作用；(3)藻围绕数个颗粒形成环状壳层。

II. 非骨骼颗粒组合的分布规律　　现代的非骨骼颗粒多分布于南、北纬 30° 以内(图 5-8)，最低水温不低于 15℃，平均水温 18℃。Lees (1975)[93] 根据共生关系，将现代陆架碳酸盐沉积中的非骨骼颗粒划分为三种组合：(1)无非骨骼颗粒；(2)球粒；(3)集合粒鲕粒(球粒或有或无)。影响各组合分布的因素是水温、盐度、CO_2 平衡状况、水深、局部流系、透光性、日照长短、底质及水浊度，以盐度为最重要，其次为水温。盐度必须超过 35--38‰，温度 10—40℃，才能出现集合粒鲕粒组合(图 5-9)。在集合粒鲕粒组合稳定的盐温范围内，是具有形成该组合的潜在条件，但能否真正形成还决定于其它因素。如环

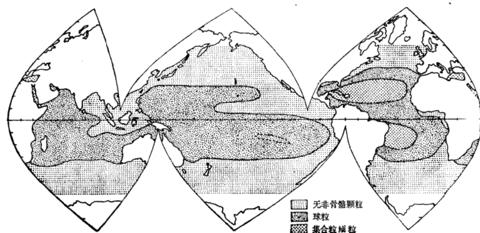


图 5-8　南、北纬 60° 内浅水碳酸盐沉积中非骨骼组合分布的预测（Lees, 1975）[93]

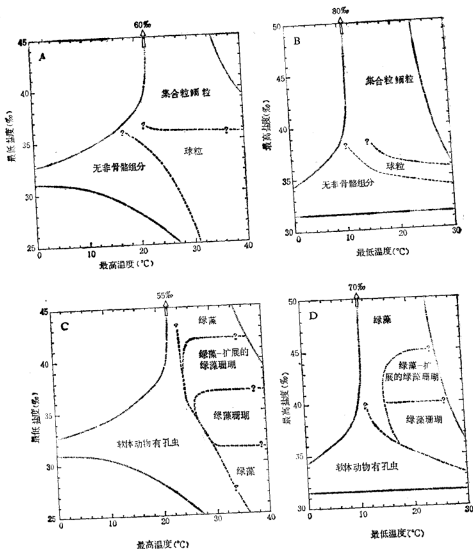


图 5-9 现代陆架碳酸盐沉积物中非骨骼及骨骼颗粒组合的温盐范围 (Lees, 1975)[93]

A, B——非骨骼颗粒组合; C, D——骨骼颗粒组合

(点线表示陆架表层水的盐-温范围, 断线表示颗粒组合的界限)

境的能量水平高有利于形成鲕粒,低则有利于形成集合粒。有时,生物的触媒作用也是产生鲕粒的重要条件。绝大多数的现代集合粒鲕粒组合富集在25°N、25°S附近的热带,因为这里海水的盐度最高,年降雨量低于蒸发量;而赤道带年蒸发量小于降雨量,集合粒鲕粒不能形成。太平洋、印度洋的开阔陆架的盐度太低,不利于鲕粒的形成。因此,均不存在此组合。但在环礁潟湖的局限环境内可能有鲕粒形成。半封闭海湾、内海,如地中海、波斯湾也有可能产生集合粒鲕粒组合。

III. 生物骨屑（Skeletal fragment） 沉淀（或分泌）碳酸盐作为骨骼和介壳的生物有植物和动物，它们的骨骼、介壳碎片是碳酸盐沉积的重要组分。植物为钙藻类（表 5-5），包括蓝藻、绿藻、褐藻、红藻及钙板金藻，前四者多属底栖型，后者为浮游型。钙藻对于浅水（数米至数十米深）碳酸盐的形成起重要作用。蓝藻又称蓝绿藻，呈单细胞的丝状体，外壁具粘液质，能捕获粘结细小钙质颗粒。分布在潮间坪及潮上坪，构成粘性的藻席。被潮流周期性带入的质点粘结在藻席上，形成特殊的纹层状沉积—叠层石和核形石*。海洋环境中能钙化的绿藻为粗枝藻科及松藻科，是重要的造礁生物，粗枝藻（伞藻）分布在 30m 深度内，以 5—6m 处最繁盛，多数生活于正常盐度海水中，少数可出现在半咸水及过咸水内（20—40‰）。能沉淀大量碳酸钙（主要为文石）的仙掌藻属松藻科，生活环境的平均水深小于 10m，最大可达 100 m。仙掌藻的生长是在分叉末端，通过产生新的节片来实现。在礁体中仅有 1% 的仙掌藻，但每天每 m^2 固体基面可生产 7g 干重的钙化仙掌藻节片。据计算，一个环礁潟湖每千年可堆积 13cm 厚的仙掌藻碎片。红藻为分布甚广的底栖藻，其中的珊瑚藻生活于温暖、清澈的浅海，是很多珊瑚礁的主要成分，多生活于平均水深小于 5m 的潮下带，最深可达 250m。金藻门中的钙板金藻是深海钙质软泥中的重要组分，多生活于 5—50m 深的透光层内。

表 5-5 沉淀碳酸盐的主要海洋藻类

门 类	主要属种	分布范围	矿物成分	化学成分	
				Mg%	Sr%
蓝 藻	裂须藻 伪枝藻 胶须藻	潮下带 潮上-潮间带 潮间带	本身不沉淀碳酸钙，但能粘结碳酸钙质点（高镁方解石？）		
金 藻	钙板金藻 （颗石藻）	透光带表层 （5—50m 深）	方解石	0.10—0.22	0.14—0.22
红 藻	珊瑚藻	热带浅海区 至极地海域 平均水深 <25m， 最深可达 250m	高镁方解石	1—7	0.12—0.95
褐 藻	团扇藻	热带礁坪	文 石	0.4	0.8—0.9
绿 藻	松藻科 粗枝藻科	温带至热带，以热带为主。平均水深小于 10m，最大 100m 平均水深为 3—5m，最大可达 30m	文 石	<0.1	0.77—0.97

对碳酸盐沉积有重要贡献的动物为有孔虫、软体动物、珊瑚及苔藓等（表 5-6）。陆架浅水（水深小于 100m）碳酸盐可出现四种类型的骨骼组合：（1）温水的软体动物有孔虫组合，主要骨屑组分是底栖有孔虫、软体动物、藤壶、苔藓及红藻，次要组分为棘皮动物、介形虫、海绵骨针和蠕虫管等。（2）暖水的绿藻珊瑚组合，主要组分是造礁珊瑚和绿藻，苔藓和藤壶为微量组分。（3）绿藻组合，仅有绿藻，而无珊瑚，主要因为盐度不合适。（4）扩展绿藻珊瑚组合，珊瑚耐受盐度的上限一般为 40‰，然而在波斯湾可达 48‰ 以上，这些区

* 叠层石是具叠层构造的碳酸盐岩，叠层构造由富藻纹层（暗层）和富屑纹层（亮层）叠置而成。
核形石是由核心及围绕核心的藻纹层组成的球形、椭球形颗粒，粒径 1—10cm。

表 5-6 沉淀碳酸盐的主要海洋动物

门	主要科属	分布范围	在沉积碳酸盐中的作用
原生动物	有孔虫	底栖属种生活在水深为 200m 以内海底，浮游属种生活在水体表层	重要
多孔动物	海绵	水深 100m 以内的海底	小
腔肠动物	造礁珊瑚 非造礁珊瑚	水温 25—30℃，水深小于 20m 水温低于 20℃，水深大于 100m	形成礁体 重要
苔藓		富集于水深 20—80m 的海域	较重要
腕足动物		水深小于 300m 的海域	很小
软体动物	掘足 瓣鳃 腹足 翼足	浅海砂、泥质海底及深海中 各种海洋环境 各种海洋环境 海洋表层	较小 在浅海重要 在浅海重要 热带、亚热带浅海较重要
环节动物	龙介	浅海	局部重要
节肢动物	介形虫	浅海	不重要
棘皮动物	海胆	大多数海洋环境	常见但较少
脊椎动物	鱼类	所有海区	常见耳石

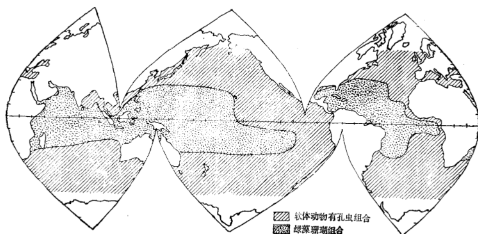


图 5-10 南、北纬 60° 之间浅水（0—100m）碳酸盐中骨骼组合的分布范围

（绿藻组合和扩展绿藻珊瑚组合未表示出来，因它们分布范围有限；Lees, 1975）[93]

域可以看作是扩展绿珊组合(图 5-9)。这些组合在世界大洋内的分布是有规律性的，绿藻珊瑚组合出现于南、北纬度 30° 以内，但在各个大洋的东侧就被软体动物有孔虫组合所代替(图 5-10)。

控制骨骼组合存在的环境因素是水温、盐度、透光性、水深、营养组分的供给、底质及水的浊变等，但以水温和盐度为最重要。绿藻珊瑚赋存的温度范围为 15—30℃；扩展绿藻珊瑚组合的温度范围相似；软体动物有孔虫组合分布在较冷水域 (0—20℃)，也可延展

到低纬度的暖水区(20—30℃)。决定绿藻珊瑚及绿藻组合的界限是盐度,前者的耐受盐度为31—40‰,盐度更高时,则被绿藻组合所代替。在强蒸发的限制海域和潟湖中的典型组合是绿藻,可含一定数量的珊瑚骨屑。绿藻在低盐度海区沉积物中也可起重要作用,是由于盐度可发生周期性变化之故。

2. 灰泥 (lime mud)

常将现代碳酸盐沉积中 $<63\mu m$ 的部分称为灰泥。微晶灰泥(microcrystalline ooze)或泥晶是指粒径 $1—4\mu m$ 的质点 (Folk, 1959, 1980)[73]。灰泥多产于热带限制浅水环境,如潟湖和礁、岛的背风侧。灰泥的矿物成分可为文石、高镁方解石及方解石,但前更新世的都已转变为方解石。电镜下可见,灰泥或由完整的骨骼(颗石、骨针),或由磨损的颗粒(骨屑碎片)组成,但也可主要由文石针组成。文石针长 $1—10\mu m$,宽 $0.1—0.5\mu m$(图版III-3)。巴哈马滩、佛罗里达陆架及波斯湾特鲁西尔海岸分布有大片(可达数千平方公里)灰泥。

大巴哈马滩位于安德罗斯岛西侧,水深1—5m。滩边缘盐度37‰,中部42‰。根据水中离子活度积($aCa^{2+} \cdot aCO_3^{2-}$)可知由滩边缘向中心 $CaCO_3$ 过饱和度降低。$CaCO_3$ 沉积速率中部为 $0.3kg/m^2 \cdot a$,滩边缘为 $0.8kg/m^2 \cdot a$。沉积速率正比于过饱和度,这正和无机沉淀的特点一致。3m厚的灰泥形成在4000年内;但 $0.3kg/m^2 \cdot a$ 的沉积速率是不可能在此期间堆积这样厚的灰泥,而且附近的藻很稀少,故文石针的藻成因假说对这里不适用 (Scoffin, 1987)[117]。波斯湾的东南海岸分布有文石泥,但也没有松藻以及其它产生文石针的生物。该区灰泥的 Sr^{2+} 含量为9390ppm,而文石骨骼含 Sr^{2+} 量要低得多(珊瑚7740ppm,软体动物1500—2000ppm)。因此,干热气候下的宽阔浅滩及陆表海,海水的滞留时间长,盐度高,形成的大量灰泥可能是无机成因。

生物成因的灰泥主要是绿藻(其它还有红藻、钙板金藻)的碎解、磨蚀产物。Neumann 和 Land (1975)[98] 详细研究了巴哈马阿巴科湾潟湖内文石灰泥的物质来源。通过测量得知,湖底钙质绿藻的密度为22株/m^2,每年可有10—12个生长周期,年生产的文石为109—133g/m^2。此沉积作用已持续了5500年,在此阶段内共生产了文石泥 $42\times10^{10}kg$、仙掌藻砂 $16\times10^{10}kg$,共 $58\times10^{10}kg$。而潟湖底部实际沉积的灰泥质灰砂总重量为 $42\times10^{10}kg$,故5500年来绿藻生产的灰泥及砂大大超过实际的沉积速率。Nelsen 和 Ginsburg (1986) 研究了东佛罗里达湾(潟湖环境)海龟草上的附生生物生产灰泥的速率。海龟草叶片上附生有龙介科蠕虫及皮壳状珊瑚藻。珊瑚藻生产高镁方解石,蠕虫生产文石。据调查,海龟草叶片上附生生物每年生产的碳酸盐灰泥为 $118\pm44g/m^2$,体积为 $42cm^3/m^2$,堆积速率为 $8.4cm/10^3a$。湾内的高镁方解石及文石质灰泥的实际沉积速率为 $7.5cm/10^3a$,因此,近1500年来湾内的灰泥的物质来源就是红藻和蠕虫生产的 $CaCO_3$。

三、碳、氧同位素

碳酸盐的碳、氧同位素资料广泛用来判断其形成环境,如生物骨屑中的氧同位素组成可用来计算生物生活时的海水古温度(骨屑温度计),是古海洋学的基础。稳定碳同位素(^{12}C, ^{13}C)和稳定氧同位素(^{16}O, ^{17}O, ^{18}O)的分配受同位素特征、生物及物化条件诸分馏

因素所制约。有些生物在和周围水体处于（或近于）氧同位素平衡的状态下分泌碳酸盐，而另一些生物则处于不平衡状态。生物碳酸盐沉淀时，其中的碳同位素组成极少与周围水体相平衡。图 5-11 表示了海洋钙质生物的碳、氧同位素的变化范围。同位素丰度以相对于国际标准的偏差值（δ）来表示，正值代表富集了重同位素，负值则富集了轻同位素。若 $\delta^{13}C=10‰$，则 ^{13}C 的丰度为 1%。

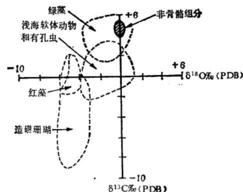


图 5-11 各种浅水生物碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 及 $\delta^{18}O$ 的变化范围（Arthur, 1983）[118]

矿物的晶体结构也影响碳酸钙的同位素组成。方解石则较同时沉淀的文石富集 ^{13}C 达 1.8‰，而亏损 $\delta^{18}O$ 达 0.6‰。高镁方解石的同位素组成重于方解石。

氧同位素的分馏系数是温度（T℃）的函数，因而可以根据碳酸盐和海水间的同位素交换反应的分馏系数确定碳酸盐形成时的古温度，计算公式如下：

$$T=16.9-4.3(\delta_c-\delta_w)+0.13(\delta_c-\delta_w)^2$$

δ_c——碳酸盐中 $\delta^{18}O$ 值（PDB 标准），δ_w——海水的 $\delta^{18}O$ 值（SMOW 标准）。

有些生物如双壳类、珊瑚及浮游有孔虫等对氧同位素的分馏决定于温度，因此有可能计算古温度，从而重建古气候。但是，并不能简单地应用骨屑的同位素组成来说明气候，因为现代海水的 $\delta^{18}O$ 值随深度、温度、盐度及纬度而变化。再者，随碳酸盐岩年龄的增加 ^{18}O 有降低趋势，这可能反映了大洋的 $\delta^{18}O$ 发生了递增。碳同位素与温度仅呈微弱的正相关。环境变化对稳定同位素的影响如表 5-7 所示。

表 5-7 环境变化对珊瑚礁稳定同位素组成的影响（Aharon, 1983）[118]

变化	$CaCO_3$ 中 $^{18}O/^{16}O$	$CaCO_3$ 中 $^{13}C/^{12}C$	珊瑚礁
海洋表层变暖	降低	（升高）	$\delta^{18}O$ 达 1‰
淡水径流	降低	降低	$\delta^{18}O$ 达 0.5‰
蒸发作用	（升高）	—	—
大洋上升流	—	降低	达−0.7‰
大型冰川作用	升高	—	更新世达 1.2‰
生物生产力增加	—	升高	潟湖中达 2‰
有机质氧化	—	降低	潟湖中达 2‰

生物化学分馏（如光合作用）对碳同位素的比值起着控制作用，使 $\delta^{13}C$ 偏离海相碳酸钙的标准值。植物中 $^{13}C/^{12}C$ 比大气中的（$\delta^{13}C=-7‰$）低 2%，因此有机碳富含轻同位素（大陆植物的 $\delta^{13}C=-24‰$）。此种轻碳可保持在生物形成的碳酸中，这种酸与海相碳酸盐反应产生的土壤碳酸盐和淡水成岩碳酸盐均具有轻碳特征。

第二节　颗粒的产生及沉积过程

海洋碳酸盐中的颗粒主要来自邻近或同一环境中已有的颗粒、礁及碳酸盐岩的侵蚀

破坏。此过程的营力以生物侵蚀作用为主，浪、流等机械侵蚀作用也有重要的影响。已有的颗粒、岩石的破碎速率取决于：(1)原始构造和致密程度，如牡蛎较苔藓不易被破碎；(2)颗粒中有机质的含量，如富含有机质的仙掌藻较有孔虫易破坏；(3)抗生物侵蚀的能力。各种颗粒抗侵蚀的顺序如下(弱→强)：骨针(海绵)、鞘(笔藻)→节状(仙掌藻、海胆刺)→枝状(红藻、珊瑚、苔藓)→房室状(腹足类、双壳类、有孔虫、海胆壳、蠕虫管)→结壳状(红藻、珊瑚、有孔虫)→块状(珊瑚、软体动物)。

生物个体的形态和微结构控制着机械分解的形式和破碎产物的粒度分布。板状、枝状珊瑚最初破碎成板状、棒状，进一步磨蚀成等轴砂、砾状，再破碎就成为微米级由雏晶组成的细质点。仙掌藻的节片首先破碎成 2—8mm 的碎片，由于节片具有木髓状内部结构，故最后破碎成针状。有孔虫壳、鲕倾向于失去整个壳层，粒度减小，但仍保持原有形态。有机质粘结的软体动物壳破碎成层状 (0.25—0.5mm)、似层状 (0.004—0.03mm) 和晶体单位 (0.1—0.5μm)。

一、生物侵蚀

食泥、食软体组织的生物的摄食、咀嚼及消化活动破坏碳酸盐颗粒，使其发生机械破碎和化学溶解。蠕虫、棘皮动物分布密度较大时，每年食泥 120—650kg/m^2。它们的消化液为酸性 (pH = 5 — 7) 能溶解碳酸盐。藻、真菌的生物侵蚀作用很有成效，它们分泌酸使碳酸盐颗粒产生管状孔。钻孔使颗粒强度减小，容易发生机械破碎。反复的钻孔和在孔内沉淀微晶碳酸盐，使原有结构及成分改变，产生微(泥)晶套及微(泥)晶化颗粒。

固结的碳酸盐岩海底也由于啮食植物生物（腹足类、棘皮动物和鱼等）的啮食活动遭到破坏。食植生物侵蚀岩底 $CaCO_3$ 的速率可达：潮间腹足类 0.2—1.5kg/m^2 · a，鱼 0.4—0.6kg/m^2 · a，棘皮动物 16kg/m^2 · a。岩底也受到钻孔生物(海绵、软体动物、蠕虫及甲壳类)的破坏，如海绵侵入珊瑚骨骼内，钻孔可达 10—50mm 深。实验表明，最初钻孔速率很快，达 7km/m^2 · a，但钻成了潜穴后就大大减缓。海绵破坏礁骨架产生粉砂级颗粒，这种碎屑在太平洋范宁岛环礁的潟湖沉积中达到 30%。

总之，生物侵蚀既可产生砾石、砂级碎屑，也可产生细碎屑。

二、颗粒的水力行为

颗粒被流体侵蚀、搬运及沉积的主要控制因素是起动速率和沉速。各种碳酸盐颗粒由于孔隙率不同，比重也不同。珊瑚碎屑多孔的比重仅 1.2，较致密的为 2.0；软体动物壳 >2.0。因此，相似形态、粒径的颗粒由于比重不同，水力行为也不同。相反，不同粒径、形态的颗粒可能为水力等效，如粒径为 3mm 的仙掌藻碎片与 0.5mm 的鲕为水力等效。

除了比重外，形态、表面性质也影响颗粒的沉速。形态对粗砂级碎屑的影响特别明显，仙掌藻碎片能较长时间悬浮，而浮力较小的双壳类常被牵引流搬运，受到明显的磨蚀而球体化。

骨骼碳酸盐的多众数，部分是由于多种类型(原地、异地)骨屑的混合，部分是因为搬运方式(悬浮、跳跃、生物搬运)的不同。只有受到长期的簸选才能形成结构成熟的碳酸盐

沉积，流的带出物质较之带入更重要。

应该注意，碳酸盐沉积物(岩)的粒度和粒度分布不一定和水动力能量有关，如堆积大的牡蛎壳并不意味着高能量，相似粒度的有孔虫壳并不代表分选好。

三、颗粒的机械固定作用

沉积颗粒粘结在一起便难于被侵蚀、搬运。有多种机制使颗粒粘结在一起，包括胶结作用和粘结作用。

(1) 胶结物的沉淀：文石、高镁方解石沉淀在海底颗粒的孔隙中产生硬底，也形成集合粒，海底的稳定性由于这种海洋石化而增强。

(2) 球粒化：细碎屑形成粪球粒，由于增大粒度使海底稳定性加强。即使食泥生物的排泄物未球粒化，但有机粘液也使其稳定性加大。

(3) 藻席：颗粒被藻丝，粘液粘结，并形成粘性网(图版 IV-1)，藻席垂直优势潮流流向扩展。试验表明，完整藻席可经受能移动具有机包壳同类沉积物三倍强的流侵蚀。

第三节 成岩作用

成岩作用是指沉积物和沉积岩在沉积后至变质前所发生的变化。在成岩过程中发生的作用有溶解、胶结、新生变形、不稳定矿物的被交代及压实等。碳酸盐沉积物通过成岩

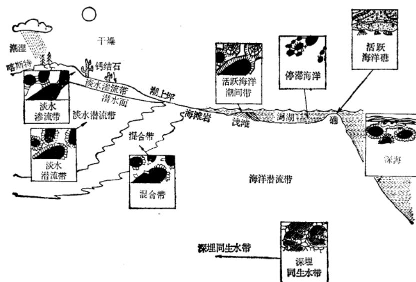


图 5-12 主要成岩环境及无机沉淀 $CaCO_3$ 的组构 (Scoffin, 1987)[118]

淡水渗流带—悬垂状及新月形方解石胶结物；淡水潜流带—等轴粒状、等厚粒状方解石；混合带—等轴状、叶片状方解石及白云石菱面体；海洋潜流带—潮间带为等厚纤维状文石及高镁方解石微晶，停滞海洋为纤维状文石及高镁方解石微晶，礁为纤维状、葡萄状文石和微晶状、似球粒状高镁方解石，深海为等厚叶片状文石、高镁方解石及方解石；深埋环境—缝合状颗粒及大等轴粒状方解石。

作用转变为稳定的石灰岩和白云岩。

成岩作用的实验研究表明、绝大部分的反应是在有溶液存在时发生，因此，孔隙水的性质决定着成岩或矿物的类型。 根据孔隙水的特征可将成岩环境划分为海洋、大气淡水和深埋（图 5-12)：

(1) 海洋环境，温暖浅海过饱和 $CaCO_3$，深海冷水则不饱和。海洋潜流带是孔隙内充满海水的表层环境，但潮间带上部属海洋渗流带。

(2) 大气淡水环境，表层为渗流带，孔隙内充满了淡水和空气。此带下界随降雨量和潜水面而变化。潜水面以下为永久饱和带，即潜流带。本带近底面处水较停滞，上部循环活跃。在与海水接触处存在混合带或变盐带。

(3) 深埋环境，压力、温度随深度而增加。孔隙溶液可为来自沉积环境中的同生水，也可为其它来源，如由粘土中挤压出的水或与烃有关的卤水。

一、亮晶胶结物及新生变形晶体

亮晶 (sparite) 胶结物是指充填在颗粒之间的孔隙或孔洞内的无机沉淀碳酸钙晶体（粒径多 $>10\mu m$)，与灰泥的区别是较洁净透明、晶粒较大(可达 1mm)。无机沉淀的碳酸钙亮晶在大气淡水、深埋环境呈等轴粒状方解石，海洋环境则为针、柱状文石、高镁方解石(图 5-12)。

亮晶在孔隙中生长时，最大生长方向垂直于基面的晶体生长最快，可成功地淘汰掉其它晶体。因此，亮晶具有以下特征：(1)距基面越远，晶粒越大；(2)晶体的最长径垂直于基面；(3)远离基面晶体数量减少；(4)晶体中的条带(如富或贫 Fe^{2+}, Mn^{2+}) 与生长方向垂直（图 5-13)。当两个自由生长晶体相接触，继续生长将失去晶面形成协和晶界。

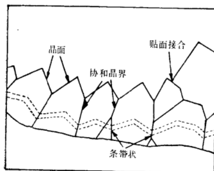


图 5-13 在自由空间生长的方解石亮晶的形态 (Scoffin, 1987)[118]

亮晶方解石具有平直晶界，但如生长速率有差异，也可长成曲线状晶界。贴面接合是三接合点中的一个角度为 180°，表明一个晶体停止生长(但保有其晶面)，另两个晶体沿协和晶界生长，并迎遇休眠晶面。贴面接合在沉淀的亮晶方解石中很普遍，这表明晶体生长有间断。

有的胶结物以基面为晶种，基面晶体的定向显著地控制了胶结物的组构。介形虫和三叶虫碎屑的胶结物与基面的柱状方解石在光性上连续，再生长大成叶片状环边。当此阶段完成后，再开始正常竞争生长。

胶结物从无定向基面(如粪粒或不同矿物)上生长，则成为无明显特征的细粒晶体组成的组构；而到孔隙中心晶粒才较大较少。

新生变形(neomorphism)是指矿物转变为同种矿物或多形变体的变化(Folk, 1965)，即文石、高镁方解石转变成方解石。新生变形后老晶体消失，被成分相似的新晶体所代

替，但微量元素和同位素组成可能变化。新晶体比老晶体或大或小，甚至仅形态不同。新生变形结构可掩盖了灰岩的原始沉积组构，使难于搞清形成环境。新生变形晶体和化学沉淀的方解石亮晶可根据以下特征来区别：(1)新生变形晶体无定向，因为常具有大量成核核心：(2)很少见带状结构；(3)没有世代现象；(4)不出现贴面结合；(5)含有粘土矿物、有机质的包裹体；(6)新生变形晶体可越过颗粒（骨屑）的边界；(7)不规则的微晶斑点。

二、海洋环境中的成岩作用

海洋环境的成岩过程中主要发生胶结作用和新生变形。

1. 海洋胶结作用

浅海环境因富含成核物质，且 $CaCO_3$ 过饱和度高，故形成的亮晶胶结物晶体细小。矿物成分主要为文石和高镁方解石（$MgCO_3$ 12—20mol%）。文石多生长成针状，顶端可能是平的（图 5-14），长数至数十 μm。可呈单晶或为集合体，如扇状，葡萄状或纤维环边。高镁方解石呈叶片状、纤维状（顶端为锥状）及短柱状，既可为等厚状环边，也可成似球粒状晶簇。似球粒直径 20—60μm，由 1μm 的等轴粒状晶体镶嵌而成，其间隔以较粗（5—10μm）的晶体。不同部分的海洋潜流带，胶结物的组构有差异(图 5-12)。

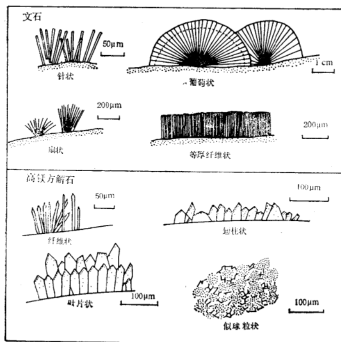


图 5-14　海相碳酸盐亮晶胶结物的形态（Scoffin，1987）[118]

高镁方解石中 $MgCO_3$ 的含量随纬度增高、水深增大而减小，因为水温降低。表层水中高镁方解石一般含有 12—25mol% 的 $MgCO_3$，而 100—1000m 深度含 $MgCO_3$ 10—12mol%，1000—3000m 时仅 3—5mol%。

实验表明，方解石和白云石溶解度的顺序是：高镁方解石（>12mol% $MgCO_3$）> 文石 > 高镁方解石（<12mol% $MgCO_3$）> 方解石（0—4mol% $MgCO_3$）> 白云石。理论上，白云石最易沉淀，方解石其次，文石最后；而海相胶结物中最常见的却是两种溶解度最大的变种。海水中不易沉淀出白云石可能是有序白云石晶体的成核及生长的动力学问题以及 SO_4^{2-} 的抑制效应。Folk (1974)[73] 认为，方解石不能从海水中沉淀出来，是因为 Mg^{2+} 的毒害作用，并且能以方解石为核心在外层形成高镁方解石（18—20mol% $MgCO_3$），方解石在海水中因此变得比文石更不稳定。而且进入高镁方解石中的 Mg^{2+} 难于脱水，水分子将结合到固溶体构造中，必然影响高镁方解石的溶解度。

Given 和 Wilkinson (1985)[79]认为晶体生长速率是控制化学沉淀胶结物矿物学的关键因素。温暖浅海碳酸盐沉淀为胶结物是因为温度及搅动使 CO_2 逸去，故过饱和度高、晶体生长速率也高，文石及高镁方解石就成针状。等轴粒状方解石仅形成在溶解 CO_2 浓度高的寒冷气候的浅海中或冷的较深海水中，Ca^{2+} 的过饱和程度低，晶体生长速率也低所致。晶体生长受控于离子结合到生长晶体的面网中的速度。由液态溶液中沉淀时常先发生溶质的脱水，Ca^{2+} 较 CO_3^{2-} 易水化得多，生长速率(也就是 Ca^{2+} 浓度)要受脱水作用所控制，即沿 C 轴方向的生长要受 Ca^{2+} 脱水作用所影响。海水中 Ca^{2+} 的浓度较 CO_3^{2-} 高时，生长晶体表面就带正电荷，显然，一旦 CO_3^{2-} 结合到生长晶体表面立刻就吸附 Ca^{2+}。垂直 C 轴方向是由 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 层所组成。因此，C 轴方向的生长速率就取决于可利用的 CO_3^{2-} 数。热带浅海，晶体沉淀是由于迅速脱 CO_2，而 CO_3^{2-} 来自 HCO_3^- 的解离；故系统富含 CO_3^{2-}，方解石和镁方解石都能生长成针状晶体(图 5-15)。

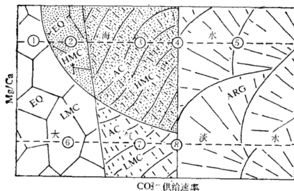


图 5-15　CO_3^{2-} 供给速率、水体中 Mg/Ca 与无机沉淀碳酸盐的矿物相及晶形的关系 (Given 和 Wilkinson, 1985)[79]

EQ——等轴粒状；AC——针状；LMC——低镁方解石；HMC——高镁方解石；ARG——文石；

①——深水、温带海相胶结物 (EQ, LMC)；②——礁胶结物 (EQ, HMC)，③——热带礁、陆架胶结物 (AC, HMC)；④——礁胶结物及巴芬湾䲟 (AC, HMC + ARG)；⑤——热带礁、陆架胶结物、大部分䲟 (AC, ARG)；⑥——大气渗流、潜流带胶结物 (EQ, LMC)；⑦——大气渗流带洞穴充填物、石灰华、海滩岩胶结物 (AC, LMC)；⑧——大气渗流带洞穴充填物 (AC, LMC + ARG)

海相碳酸盐胶结物只出现在有限几种海洋环境中，特别是 $CaCO_3$ 过饱和的热带浅水，如礁向风侧、鲕滩、潮间带及潟湖。实际观察表明，粒间胶结往往在海底数 cm 以下开始，并要求如下的条件：(1)过饱和暖水。(2)在沉积物-水界面上有高的水通量，即有强的流、潮、浪的作用。因为海水仅含 $CaCO_3$ 0.05g/l，故必须有千、万倍体积的海水通过孔隙才能使其充填。(3)表层沉积物必须有高的渗透率。(4)低沉积速率及稳定的基底，颗粒可长期暴露在冲洗水中，而形成的晶体又不被破坏。(5)生物的光合和呼吸作用可使 pH 增高至 9 以上。(6)搅动和升温使水脱气。(7)某些细菌的活动。

2. 海洋新生变形

海洋环境中的新生变形有两种类型：退变和进变。

退变新生变形(泥晶化)　退变新生变形是指颗粒部分或全部地转变为均匀的泥晶组构。作用通常向心发展(由外向内)，使颗粒形成白垩状外环，即泥晶套。向心泥晶化可能是微钻孔生物(如藻或真菌)的反复作用造成的。钻孔生物死后孔就空着，以后文石或高镁方解石的泥晶沉淀在孔内(可能与细菌作用有关)；此过程反复进行而形成了泥晶套。泥晶化颗粒在有藻席发育的潟湖内特广泛。少量的资料表明，泥晶套较之主晶富集 $\delta^{13}C$，是由于钻孔生物选择利用 ^{12}C，使孔内的微环境富含 $\delta^{13}C$。

进变新生变形　因为文石和高镁方解石均沉淀在与海水平衡的条件下，故不大可能再转变为较粗粒方解石和文石。在海水环境下，发生这种转变的情况很稀少，仅见于牙买加滨外礁前深水区的仙掌藻碎屑内及波斯湾的浅潟湖介壳内。

三、大气淡水环境的成岩作用

海洋碳酸盐沉积处于大气淡水环境下是由于海底上升。礁、潟湖、海滩和砂坝常出现这种情况，进一步可覆盖风成沉积。大气降水通常具有低离子强度，Ca 的浓度是变化的，而贫 Mg、Na。海洋碳酸盐矿物文石，高镁方解石与大气淡水接触后变得不稳定，通过各种成岩作用转变为低镁方解石。可将此成岩作用统称为"化学稳定化"。

1. 淡水渗流带

由于增加了土壤 CO_2，使近地表的大气水对 $CaCO_3$ 不饱和。水下渗时，沉积物中的文石先溶解，使水迅速达到饱和。由于蒸发和脱气开始沉淀低镁方解石胶结物。渗流带可分为溶解和沉淀两部分。气候控制着本带的成岩特征，干燥区成岩作用进行缓慢；潮湿气候带溶解和颗粒新生变形都发展得很迅速，因为存在着有丰富的淡水和厚的土壤层。潮湿气候区成岩过程中有大量 $CaCO_3$ 移出和加入，发生喀斯特溶解和洞穴堆积；干燥区形成钙结石(图 5-12)。上升的海洋碳酸盐沉积物中，移出某些文石颗粒，沉淀出亮晶方解石胶结物小晶体，特别在颗粒接触处，液面呈新月形，形成新月形胶结物。在颗粒下表面分布着悬垂式(重力)胶结物(图 5-12)。由于细粒层中毛细力较强，水可长时间存在，使胶结作用发育较普遍。

2. 淡水潜流带

是永久饱和水带，原始海洋沉积物在此带发生矿物和结构的变化。在潜水面附近为

$CaCO_3$ 不饱和带，以溶解作用为主。此带之下为饱和 $CaCO_3$ 水的活跃循环带，沉淀方解石以及不稳定矿物新生变形为方解石。方解石胶结物呈粒状等厚环边，或等轴镶嵌晶，通常晶粒粒径向孔隙中心增大。棘皮碎片发生共轴生长。潜流带较深部水虽饱和 $CaCO_3$，但是停滞，新离子供给不足，沉淀缓慢；但文石和高镁方解石新生变形为方解石的作用可继续，特别是温度升高时。

第四纪浅海石灰岩在淡水潜流带所发生的矿物稳定化可分为下列 5 个阶段：(1)原始成分为文石、高镁方解石的未固结沉积物。(2) 骨骼矿物高镁方解石和文石组成的石灰岩，在颗粒接触处被方解石胶结。(3)仅由方解石(高镁方解石已被方解石置换)和文石组成的石灰岩，被方解石胶结物的环边所包围。(4) 由于溶解和新生变形使文石消失。(5) 稳定的石灰岩仅由方解石组成。

3. 混合带

碳酸盐沉积物露出海面成为小丘，发育为孔隙淡水透镜体(图 5-12)，浮在孔隙海水层之上。此淡水透镜体有 1/32 的厚度在海面以上，31/32 在海面以下(图 5-12,22)，这是根据淡水、海水比重差算出的。在淡水透镜体底部有一咸、淡水混合的窄混合带。此半咸水中有胶结物沉淀，淡水端为亮晶方解石，而海水端为高镁方解石。混合带水体较停滞，但盐度的反复缓慢波动使白云石在中间盐度值区形成，该盐度对方解石不饱和而对白云石过饱和。

四、深埋环境的成岩作用

地面以下几百 m的岩石不受大气降水的影响，随着覆盖层的增厚，温度压力升高。温度增高有利于 $CaCO_3$ 沉淀，但可利用的离子量有限，因为孔隙水多向上、向外运动。离子强度低沉淀缓慢，形成的方解石胶结物晶体粒径比近地表环境的要大，可呈粗粒亮晶。压力增加使沉积物压实。这种作用既有机械效应——颗粒破碎，也有化学效应——压溶、产生缝合线。但压实对浅水石灰岩不明显、因为在早期多已部分被胶结。具泥晶基质的石灰岩颗粒很少显示压碎效应。无泥晶的灰岩机械压实较明显，鲕粒破碎，泥晶套坍塌。颗粒机械压实较强的石灰岩通常是深海沉积，因为未经受海洋及大气的胶结作用。

埋深 200m 以后可发生化学压实。首先出现在颗粒接触处应力较高的部分。局部弹性应变增大使溶解度增加，较易溶相溶解，造成颗粒呈面接触和缝合接触(图 5-12)。颗粒在点接触处发生破碎或形成缝合线，表明原先不存在胶结物。颗粒若有胶结物支撑，负荷压则扩展开来，压溶作用则倾向于沿缝隙发育。缝隙与最大压力垂直，即平行于层理。不溶物质(如粘土、黄铁矿、白云石和有机质)均富集在缝隙处，称缝合堆积岩。

五、成岩过程中微量元素和碳、氧同位素的变化

Sr 极易进入到文石结构中，Mg 易进入方解石结构中。温暖浅海沉淀的文石含 Sr 2500—9500ppm，(软体为 2500，珊瑚 8000、无机文石泥和胶结物为 8000—9500ppm)。温暖浅海的生物骨骼方解石和无机沉淀方解石胶结物含 12—20mol% $MgCO_3$。大气淡

水低 Mg、低 Sr，海洋文石和高镁方解石在大气淡水环境中转变为方解石后，亦亏损 Sr、Mg（Sr200ppm，$MgCO_3$ 0—5mol%）。深埋成岩作用是发生在封闭系统中，故成岩后变化较小。现代海洋碳酸盐中含 Na 3000ppm，经淡水成岩后也可下降到 200ppm。

海洋碳酸盐中含 Fe，Mn 很低。Fe 不能以高价态（Fe^{3+}）进入方解石，因为电荷不平衡，必须还原成 Fe^{2+} 才直接进入晶格或代替镁方解石中的 Mg^{2+}。Fe 的还原常与 SO_4^{2-} 的还原相伴，因而易于形成黄铁矿（FeS_2），但此时 Fe^{2+} 并不能进入方解石。Fe 进入方解石形成铁方解石的环境是深埋以后，以还原条件为主又无硫、不能生成



图 5-16 石灰岩中铁方解石(斜线)的产状（Scoffin，1987）[118]

a——海百合（原为镁方解石）；b——原为文石质软体动物的泥晶套；c——腕足类(方解石)；d——球粒(文石或方解石)，早期等厚环边胶结物无铁。

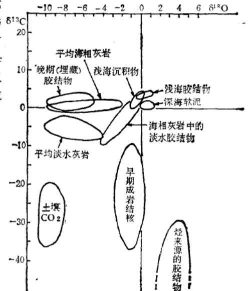


图 5-17 各种环境碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$（Hudson，1975）[117]

FeS_2；故在深埋环境下通过新生变形形成的方解石含铁(图 5-16)。石灰岩存在着如下的成岩顺序：（1）在海洋或大气淡水环境下形成细粒无铁方解石胶结物；（2）形成小的 FeS_2 莓球和立方体；（3）深埋形成粗粒的铁方解石亮晶。

大气潜水增加了土壤 CO_2，富集 ^{12}C 轻同位素。当文石、高镁方解石质海洋沉积物在大气淡水环境下发生新生变形时，轻碳同位素将结合到沉积方解石中，$\delta^{13}C$ 将比原始海洋沉积物的负值更低(图 5-17)。生物分馏影响最大的暴露地表，^{13}C 亏损的现象最明显。由于地下水向下流，与土壤中 CO_2 脱离接触，方解石的沉淀又逐渐消耗，重同位素 $\delta^{13}C$ 向下又逐渐增大，达到淡水环境的常定值。在变盐带形成的胶结物和白云石等成岩碳酸盐显示出 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 随盐度梯度而增大。深埋的较封闭环境下产生的胶结物应反映原始海洋沉积物的同位素组成，但深部的较高温将影响氧同位素的分馏。

由于大气降水中有大量氧，因而新生变形方解石的氧同位素值受大气降水的 $\delta^{18}O$ 值所控制。现代大气降水和海相沉积物的 $\delta^{18}O$ 值分别为 −3.5‰ 和 −0.5‰。淡水成岩作用产生的方解石 $\delta^{18}O$ 为 −3‰（表 5-8）。在地表 $\delta^{18}O$ 发生正偏移、由于蒸发而产生氧同位素分馏。温度增加 $\delta^{18}O$ 轻化，约每 4.3℃ 减少 1‰。因此在深埋环境中沉淀的方解石 $\delta^{18}O$ 明显减小(即在 1km 深处 $\delta^{18}O$ = −8‰)。

表 5-8 不同环境碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ (Scoffin, 1987)[118]

环境	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$ (PDB)
浅海碳酸盐沉积(文石和高镁方解石)	+1‰	−0.5‰
大气降水(增加了土壤 CO_2)	−20‰	−4‰
地表的方解石	−8‰	−2‰
潜流带方解石	−1‰	−3‰
深埋方解石	+1‰	−8‰

六、灰泥的成岩作用

细小的方解石晶体 (1—30μm) 在石灰岩中分布很广,或为较粗颗粒的基质，或为岩石的主体成分。形态呈它形至半自形等轴粒状,边界为平直至弯曲状。 粒径 1—4μm 的称微(泥)晶 (micrite); 4—30μm 的称微亮晶 (microspar), 但实际运用中常将二者统称为微晶。

微晶灰岩是由灰泥经新生变形而成。由于深埋或暴露,灰泥离开海底,不稳定的文石和镁方解石晶体将消失,并为内部的或外来的 $CaCO_3$ 所代替。 原始灰泥中最细的文石针无疑将最快溶解,这是由于大的表面积,或因压实而产生的粒间压力。方解石可沉淀为原有微小方解石质点的光性连续体,即增长成等轴镶嵌状;也可生长为等轴状微晶。微亮晶可由于混合矿物(文石,方解石)组成的灰泥经新生变形和胶结作用形成,此时,方解石晶核较小,且隔离较远,因此生长晶体较大;另外,也可在后期由微晶经进变新生变形而形成。

对巴哈马、佛罗里达的更新世微晶灰岩的研究表明,存在有两种类型的微晶灰岩:(1)前身矿物以文石为主, (2) 前身矿物以方解石为主。

前身矿物为文石的灰岩可呈微晶，但更普遍的是微亮晶。这种新生变形的方解石可保留残留文石和洼坑。微晶和微亮晶中有相同的残留文石,表明微亮晶也象微晶一样是由于新生变形所形成,但前者又由微晶转变为微亮晶。前身矿物为文石的以高 Sr(1900ppm) 低 Mg (200ppm) 与前身矿物为方解石的相区别。 前身矿物为方解石的缺乏微亮晶大小的晶粒,没有残余文石和洼坑,高 Mg (3700ppm) 低 Sr (400ppm)。

微亮晶大小均匀,与微晶为渐变关系,常富粘土包体。是较晚期的新生变形而形成。

七、白云石化

白云石发生直接沉淀必须实现下列条件: (1)溶液对白云石饱和; (2)离子以合适的速率稳定供应,保证白云石晶体生长的需要; (3)有充足的时间容许离子按白云石晶格进行排列,因为白云石在 300℃ 时才能迅速生长，故常温下生长很缓慢。由此可看出,地表环境下很难完全实现上述条件，故白云石很难从溶液中直接沉淀出。

已发现的第四纪白云石多分布于加勒比海和波斯湾;澳大利亚库隆 (Coorong) 潟湖、太平洋环礁及巴芬湾等处也有(表 5-9)。 这些白云石具有以下特征: (1) 白云石的主要形成机制是交代已有的碳酸钙，直接沉淀的可能只有库隆潟湖和巴芬湾的部分白 云 石。

表5-9　第四纪白云石的产状

产地		白云石中 $MgCO_3$ 含量(mol%)	环境	pH	盐度(‰)	Mg/Ca	沉淀机制	年龄(a)
波斯湾	卡塔尔	45—47	潮上坪(萨布哈)	6.1—6.6	270	5—20	交代文石	2500
	特鲁西尔		潮上坪(萨布哈)	6.0—6.4	295	35	交代碳酸钙	现代(?)
加勒比海—墨西哥湾	安的列斯群岛博内尔	44—46	盐塘的潮上边缘		60—240	47	交代文石	1500
	安的列斯群岛博内尔		向海前坡潟湖回流(?)		卤水		交代	上新—更新世
	巴哈马安德罗斯岛	38—45	潮上坪		30—83	5.5—7.5	交代文石	<160
	佛罗里达Sugarloaf礁岛	30—44	潮上坪	7.4—8.3	45—100	3.7—8.5 最高40	交代文石	300
	Falmouth建造	44	礁(大气淡水环境)		低盐		孔隙中交代和沉淀	30000
	HopeGate建造	42	礁(大气淡水环境)		低盐(?)		孔隙中交代和沉淀	$>3\times10^5$
美国巴芬湾		44—47	浅海潟湖		45—85	5—3	沉淀或交代	2300
澳大利亚库隆潟湖		46	短暂潟湖	8.3—10.2	30—85	15	直接沉淀和交代	300
太平洋环礁		38—46	潟湖礁				交代方解石	上新—更新世
大西洋东部加那利群岛		44	潮上坪,海岸阶地		140—350	高	交代更新世镁方解石	全新世

(2)矿物成分都是钙白云石,并富 Sr(约 600ppm)。(3)形成白云石化的流体是海水,但盐度多高出正常海水,Mg/Ca值(≈5—10)也高出正常海水(正常海水 Mg/Ca ≈ 2.3)。(4)多分布于炎热干燥气候的潮上带,与蒸发盐共生。(5)沉积速率缓慢。

古生代、中生代的白云石虽比原白云石有序,但仍不是理想的白云石。古白云石的产状多种多样,可呈分散自形菱面体部分交代前身 $CaCO_3$ 矿物,或为等粒菱面体组成微晶镶嵌结构(糖粒状结构)以及粗粒环带状菱面体镶嵌结构。当粒间溶液具有较高的渗透速率时,前身 $CaCO_3$ 矿物大量溶解,白云石生长成能量上最合适的形式——微晶菱面体镶嵌(糖粒状)结构。前第四纪的白云石含 Sr 不超过 200ppm,因为在有序化过程中 Sr 被排出。

沉积白云石富含 ^{18}O,在沉积、成岩温度下,白云石所含的 $\delta^{18}O$ 比共生的方解石高 3—4‰。

白云石化过程中,溶液带入 Mg,溶解前身矿物相,沉淀白云石(以及 Sr,^{13}C,^{18}O),带出 Ca。白云石化需要大量溶液,经计算(Land,1983),完成 $1m^3$ 沉积物(孔隙度 40%)的完全白云石化需要 807 倍孔隙体积的海水或 44 倍孔隙体积的已沉淀过石膏的高盐卤水。

天然海水中的 Mg/Ca 比值必须为 5—10 才能形成白云石(图 5-18)。实验表明(Baker, 1981)[92],$CaCO_3$ 不易转变为白云石是因为 SO_4^{2-} 的抑制效应。只有当海水中的 SO_4^{2-} 离子

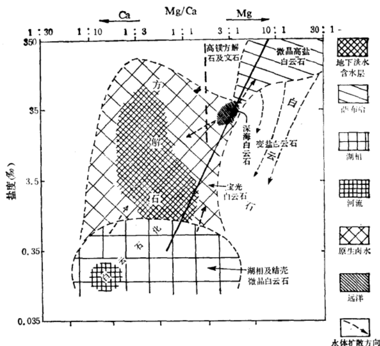


图 5-18 白云石的形成条件 (Folk 和 Land, 1975)[74]

强度降低时,白云石才能形成;只有沉淀出 $CaSO_4$(石膏、硬石膏)的萨布哈、淡水透镜体周围的混合带、富有机质(因微生物还原作用活跃)的深海等环境的孔隙溶液中, SO_4^{2-} 的浓度才能降低。

1. 无机沉淀白云石

澳大利亚库隆潟湖、美国巴芬湾确实存在无机沉淀的白云石。库隆是个间歇性潟湖,泛白水体中存在白云石。夏季湖水干后底部沉淀一层白云石壳。巴芬湾的柱样中,纯白云石薄层与陆源泥成互层。此白云石既可能是无机沉淀,也可能是交代产物。加利福尼亚半岛西侧 10000m 深的海底沉积物中存在白云石,此白云石未显示任何交代前身矿物的证据,可能是微生物作用使 SO_4^{2-} 还原,而有利于白云石形成。

2. 表层白云石化

交代白云石的形成除前述条件外,还必须:(1)溶液对 $CaCO_3$ 不饱和,为保持 $CaCO_3$ 不饱和,Ca^{2+} 必须从系统中不断移出;(2)溶液中 Mg^{2+} 浓度增大,以保持 Mg/Ca 高比值。这些条件又是流体运动的函数,因此流体的渗透率和驱动机制很重要。

目前关于表层白云石化成因的模式有渗透回流、蒸发泵(萨布哈型)及海水和大气水混合等。80 年代以来对波斯湾及巴哈马等地的潮坪白云石进行了较详细的研究,发现这些模式与实际情况有出入或完全不一致,特别是潮湿气候条件下潮间坪碳酸盐的白云石化,如巴哈马安德罗斯岛潮间坪。

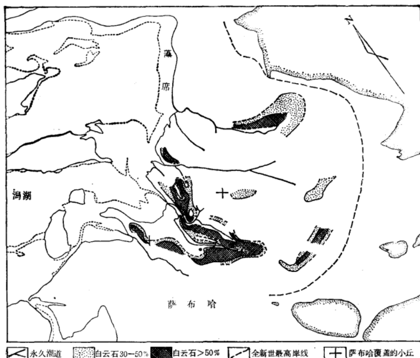


图 5-19　波斯湾阿布扎比萨布哈表层 1.5m 内成岩钙白云石的平面分布图 (Patterson 和 Kinsman, 1982)[103]

(1) 波斯湾萨布哈的白云石化

萨布哈表层 1.5m 深度内，含石膏、石盐的碳酸盐沉积普遍发生白云石化，其中的方解石多被菱面体状钙白云石所交代。一些研究者认为 (Hsu, 1963)，白云石的成因是由于蒸发泵机制。

Patterson 和 Kinsman (1982)[103]研究了波斯湾阿布扎比萨布哈中的钙白云石分布格局(图 5-19)。他发现本区潮上、潮间坪表面沉积物中虽含 20—25% 的白云石，但这些白云石不是成岩成因，而是风成碎屑，来自附近的更新统和中新统的白云岩露头。白云石在 1.5m 深度内的频率分布图(图 5-19) 表明，成岩白云石都分布在全新世最高岸线（海相沉积物存在的上限)以下。白云石化强(白云石含量 >50%) 的地段仅在局部出现，而其它广大的区域白云石量很少，仅 5—15%。白云石化强的地段是现代岸线附近的潮道沉积和被进积萨布哈掩盖的小丘附近。因此，强白云石化出现在海水不断补给、存在海相碳酸盐沉积，而且是渗透性好的较粗粒沉积的条件下。

在强白云石化区所取的柱样表明（图 5-20)，顶部 15cm 内含 20% 的白云石系碎屑成因，20—54cm 深度段白云石的丰度增大到 50—70%，向下又减少。成岩白云石化的上限为距地表 15cm 深处，到 54cm 以下的潮间坪下部沉积中，白云石又大为减少，含量仅

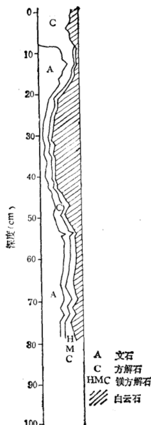


图 5-20 白云石频率的垂直变化，样品位置为图 5-19 上的黑点 (Patterson 和 Kinsman, 1982)[103]

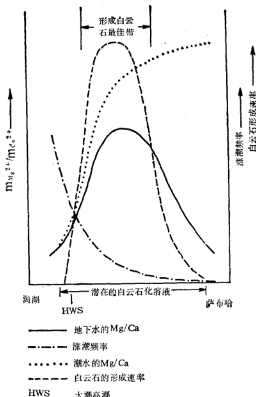


图 5-21 白云石最佳形成带的条件 (Patterson 和 Kinsman, 1982)[103]

5%。

Patterson 和 Kinsman (1982)[103] 认为，成岩白云石形成的必要条件是：(1)在风力驱动下，不断渗入高 Mg/Ca 的海水。(2)在沉积物剖面中发生水的净向下运动，流动速率取决于渗透性和涨潮频率，后者又与距岸及潮道轴线的远近有关。(3) 取决于涨潮水的 Mg^{2+} 的加入和白云石沉淀消耗 Mg^{2+} 之间的平衡的地下水 Mg/Ca 值。 这些条件的最佳配合(图 5-21) 即为白云石大量沉淀的位置。从现有资料看，由岸线向上 1km 范围内即为此最佳白云石化带的宽度。

(2) 巴哈马安德罗斯岛潮坪沉积的白云石化

巴哈马安德罗斯岛西岸的潮坪沉积由文石泥组成，覆盖在更新世石灰岩之上，形成楔状体厚约 0—4m。潮坪上存在由于岸线及潮沟天然堤上升形成的小丘，小丘内赋存了淡水透镜体，透镜体之间含有盐度 10—25‰ 的地下水 (图 5-22)。小丘的沉积物中分布有钙白云石。此钙白云石含 $MgCO_3$ 38—44mol%，呈粒径约 1μm 的菱面体，充填于文

石针之间的孔隙中或生长在文石针的周围。化学分析资料表明，淡水透镜体及其混合带（含 16% 的海水）对白云石均是过饱和。小丘下的潮间坪、潮下带沉积物中含少量（5—10%）钙白云石，但在非小丘的潮下、潮间沉积物中也有（图 5-23）。钙白云石的分布无明显规律（图 5-23），并不主要沉淀在淡水或混合水带内。因此，Gebelein（1980）认为，不能完全用混合带沉淀模式来解释本区白云石的成因，但对钙白云石无规律分布的机制还搞不清楚。

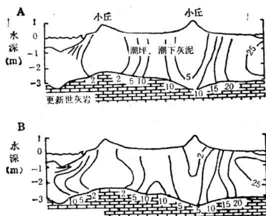


图 5-22 安德罗斯岛西岸潮坪地下水盐度(‰)变化横剖面图（Gebelein，1980）

A——1976 年 7 月；B——1976 年 11 月；数字表示盐度；曲线为盐度等值线

本区潮上带沉积物中含钙白云石的丰度较其它环境高，可达30%。这种钙白云石多产在现在以及已埋藏的石化壳内（石化壳由文石、镁方解石及钙白云石组成，有鸟眼、泥裂构造），外形呈边缘参差不齐的菱面体，不同于上述的自形菱面体。成因也不同，是由于蒸发作用使孔隙水浓缩而沉淀了文石、镁方解石和钙白云石。

3. 埋藏白云石化

白云石化和白云石胶结物可形成在孔隙溶液盐度为 0.1—200‰ 的深埋环境中。埋藏

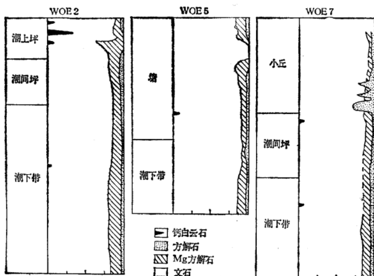


图 5-23 安德罗斯岛潮坪柱样中碳酸盐的矿物成分（Gebelein，1980）

白云石与蒸发成因的结构相似,即呈细粒糖粒状及粗粒镶嵌状,但氧同位素成分不同($\delta^{18}O$高),埋藏白云石通常形成在成岩后期、也可由早期白云石再变化而成。有些埋藏白云石与压溶有关,或与烃卤水渗滤及热液活动有关。后期白云石通常含 Fe,近似铁白云石。这种粗粒、解理和晶面弯曲的白云石常显波状消光。埋藏白云石化的 Mg 可能来自页岩中蒙脱石转变为伊利石时释放出的,也可能来自骨骼或海底胶结物中的镁方解石中的 Mg。礁前斜坡存在大量镁方解石胶结物,据计算牙买加礁前斜坡的这种胶结物中的 Mg 可使礁的 30—50% 发生白云石化。最易发生埋藏白云石化的环境是:(1)白云石化溶液易于渗透的灰岩,如多孔的陆架边缘礁及潮坪沉积;(2)不整合面;(3)古高地或古暴露区。

第四节　近岸带碳酸盐沉积作用

近岸带沉积环境包括潮坪、海滩及潟湖等次一级单元(图 5-12)。

一、潮坪沉积体系

现代碳酸盐潮坪体系通常受到灰沙滩、沙丘、沙坝等障壁的屏护,障壁背风侧为水浅而多泥的潟湖(图 5-24, 27),大潮坪常位于潟湖体系沿岸。灰砂滩上也可有潮坪发育。潮坪亦可与礁体伴生,尤其是巨大的礁体系。碳酸盐潮坪与硅质碎屑潮坪一样,也可分为潮上坪、潮间坪和潮下带三个亚环境。由于区域、气候、地理条件的不同,碳酸盐潮坪有两种模式:(1)潮湿地带的海侵型或侵覆型(onlap),以安德罗斯岛为代表(图 5-24);(2)干旱地带的海退型或退覆(offlap)型,以波斯湾为代表(图 5-25)。

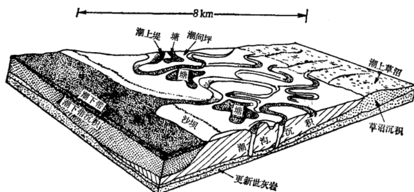


图 5-24　安德罗斯岛侵覆型潮坪模式(Shinn, 1983)[11"]

世界最著名的碳酸盐潮坪为巴哈马滩安德罗斯岛、波斯湾阿布扎比(图 5-27)及澳大利亚沙克湾。安德罗斯岛的潮坪最大,宽几公里,长 150km。

1. 沉积构造

沉积构造对于碳酸盐潮坪沉积有重要的意义,因为特征的沉积构造,如泥裂、鸟眼、藻

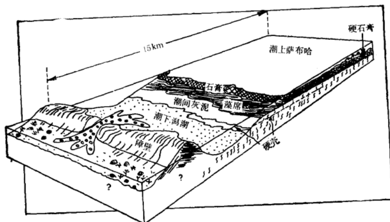


图 5-25 波斯湾特鲁西尔海岸退覆型潮坪模式 (Shinn, 1983)[117]

构造等可作为判断沉积环境的重要标志。

泥裂　是最有效的环境标志,由灰泥失水、收缩而成。主要出现在潮上坪和潮间坪上部。厚的层形成的泥裂多边形要大些,薄的层要小些。沿裂缝处由于风化作用而使灰泥变为多孔,渗透性加强,而导致选择白云石化。

纹层构造　由大潮或风暴潮的沉积作用所形成,向陆方向层厚加大,向海变薄。有时可出现小型交错层及粒序层理。纹层多局限于潮上坪和潮间坪上部。风暴潮虽在潮间坪下部、潮下带也可形成纹层构造,但多被底内动物所破坏。植物的根系也可破坏纹层构造。

藻构造　具有重要的环境意义的藻构造主要有三种形态:(1)深色富藻层和浅色富屑层构成的平坦纹层状,称为藻席(图版 IV-1);(2)单个半球形或柱状、穹隆状(图版 IV-2),内部的纹层亦呈穹隆状;(3)侧向连结的半球形。后二者都称为叠层石。

鸟眼构造　又称为窗孔构造 (fenestra)。当产于灰泥沉积中时,是潮上坪的可靠标志。潮上坪鸟眼为 mm 级的孔洞,由于收缩、膨胀、气泡、淹没时空气逃逸或藻席皱折等原因而产生。Shinn (1968) 研究了佛罗里达、巴哈马和波斯湾的大量柱样后,将鸟眼分为:(1)带状,孔洞不连通,多平行层理;(2)气泡形、任意分布,常在缺乏沉积纹层或藻纹层的潮上沉积中产出。潮间甚至潮下沉积中也可形成鸟眼,但多不能保存。自潮间坪上部向上鸟眼数量逐渐增加,由于潮上带是成岩作用很活跃的环境,孔洞很快被碳酸盐胶结物、渗滤砂或蒸发盐所充填而容易保存。

随着潮坪各个部分露出水面的时间长短不同(暴露指数),沉积构造发生规律变化(图 5-26)。图中天然堤脊经常露出,属潮上坪;低藻沼暴露时间约 60—70%,相当于潮间坪;而潮道底几乎从不露出,属潮下带。由潮上坪过渡为潮下带,藻席由疱状变为平滑状,潮间坪、潮下带出现侧向连接的半球形叠层石及穹隆状叠层石(潮间);泥裂缝断面由楔形变为柱状,泥裂片由小 (1cm) 变大 (20—30cm);内碎屑由小片状 (1cm) 变为盘状 (5cm);虫孔由小 (mm 级)变大 (cm 级),形态由简单变复杂;鸟眼只出现在潮上坪及潮间坪上部;潮间坪下部生物扰动构造代替了藻纹层构造。

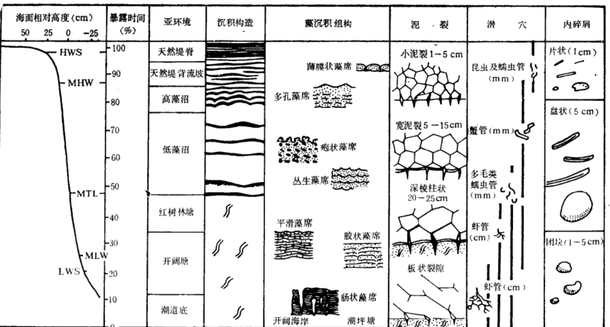


图 5-26 潮坪环境暴露指数与沉积构造的关系（Hardie, 1977）[62]

HWS——大潮高潮；MHW——平均高潮；MTL——平均潮位；MLW——平均低潮； LWS——大潮低潮

2. 沉积相

潮上坪相　　潮上坪成狭长带状，位于平均高潮线和特大(风暴)高潮线之间。但潮间带潮沟的两侧天然堤、沙坝的向陆坡也可成为小块的潮上坪。潮上坪长期暴露于空气中(暴露的时间达 70% 以上),只在大潮高潮和风暴时才被淹没。干旱气候带的潮上坪分布着萨布哈(具有盐壳的盐坪、盐沼)型沉积物(图 5-27)，主要由灰泥颗粒砂、及藻席组成,其间充填了早期成岩作用的盐类矿物—石膏、硬石膏及石盐。灰泥中的文石多发生白云石化,石膏向陆逐渐过渡为连续的硬石膏层,并出现石盐结壳。

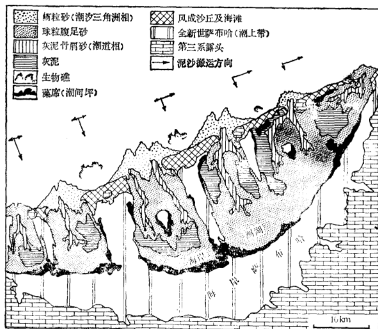


图 5-27　波斯湾阿布扎比海岸潮坪及潟湖沉积相图 (Purser, 1973)[62]

潮湿气候带的潮上坪主要发育了草沼沉积(图 5-18)，由藻席和风暴成因的骨屑砂组成,这种互层可纵向延伸数十米,另外还可出现球粒泥及小型叠层石。潮湿气候下的潮上坪沉积物亦可发生白云石化;旱季时也可能形成石膏、硬石膏,但一般不能保存。

潮上坪由于风暴浪、潮的侵蚀和再沉积作用可形成砾屑沉积。砾屑来源于硬化的灰泥及干裂产生的多角形泥裂块。砾屑中常出现藻纹层、鸟眼等具有环境鉴别意义的构造。加勒比海佛罗里达湾的潮上坪分布有这种潮坪砾屑灰岩,均是由多角形泥裂块组成。

潮间坪相　　干燥气候的潮间坪上部广泛发育藻席，下部以灰泥为主。潮湿气候带潮间坪则以球粒泥为主。

沙克湾潮间坪宽约几公里。潮坪沉积物主要由骨屑砂组成。 广泛发育大型叠层石，高 30—40cm。高、中潮坪发育着疱状藻席,是一种不连续、不规则藻席。低潮坪为层状的

平滑藻席，由于潮流冲刷可形成藻丘或藻脊。

波斯湾阿布扎比海岸的潮间坪有两个亚相(图 5-25)。高潮坪为藻席；低潮坪为斑团灰泥、粪球粒及一些文石结壳。上部有灌木丛，下部有稀散的红树林。

巴哈马安德罗斯岛发育了世界最大的碳盐酸盐潮坪。有一沙坝将潮间坪、潮上坪与潮下带隔开(图 5-24)。潮间坪发育有潮沟、天然堤和塘。潮间坪沉积物为球粒泥或灰泥，含少量骨屑砂。灰泥内虫孔发育。天然堤高出坪面 15cm，由纹层灰泥组成，有现代白云石正在形成。

潮下带　　潮下带沉积物类型取决于与潮坪相邻的环境是开阔陆架或潟湖。开阔陆架则为海滩或潮流沙脊相颗粒砂(灰岩)，具交错层理构造，还可出现蛎滩、珊瑚礁。潟湖相为灰色的灰泥，具虫孔及斑团构造。波斯湾特鲁西尔海岸潮下带上部及潮间带下界处产出颗粒砂，并已胶结成颗粒灰岩构成硬壳(图 5-25)。这种薄壳可以从水深 3—4m 处延至 15—20m 处。

沉积相序列　　潮坪沉积体系在长期下沉的总趋势中遭受海侵和海退的作用。潮上坪相尖灭于沿岸平原硅质碎屑相中；另一端与潟湖相或开阔陆架碳酸盐相连接。沉积相序列和沉积构造是在剖面中识别潮坪体系的关键。干燥气候退覆型潮坪沉积相垂直序列

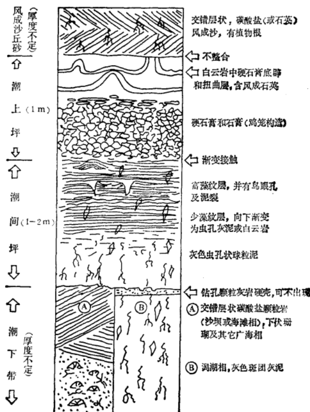


图 5-28　干燥气候退覆型潮坪沉积相序列 (Shinn, 1983)[117]

如图 5-28、29 所示。由于发生海退，潮上、潮间、潮下相依次出现。剖面由上往下，颜色由氧化色(深褐)变为还原色(灰)；岩性由含硬石膏、石膏的白云岩过渡为藻席，再向下藻构造减少，变为斑团灰泥或白云岩，潮间坪下部为球粒泥。潮湿气候的潮上带则有流成内碎屑沉积，少量藻丘、泥裂，向下过渡为斑团构造的球粒泥(图 5-29)。各种沉积构造及特征组分在相序列中的变化规律也表示于图 5-29 中。

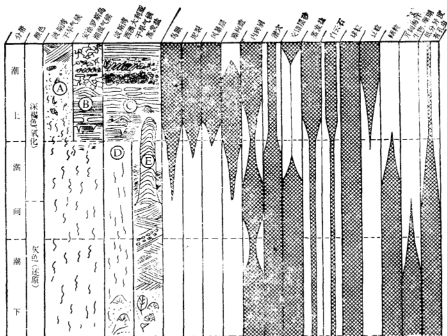


图 5-29 碳酸盐潮坪体系的沉积相序列的变化规律及沉积构造、特征组分 (Shinn, 1983)[137]

A——干旱气候但降水量稍高，缺乏发育很好的藻席和硬石膏带；B——潮湿气候潮上坪的沉积构造，如土壤砾、内碎屑、藻丘、泥裂、泥裂块等；C——干旱气候潮上坪沉积，有结核状、鸡笼状硬石膏；D——灰泥及珊瑚礁；E——交错层状灰砂，并有棒状叠层石构造

3. 成岩作用

潮坪环境中的成岩作用在沉积后立即发生，主要有胶结作用、盐类矿物的形成及白云石化。

胶结作用表现为：(1)在潮上坪和天然堤表面形成白云石结壳；(2)潮道颗粒砂发生胶结；(3)在潮间坪的沙坝(又称滩脊)上发生胶结；(4)潮下带上部和潮间坪下部的近水平砂坪上发生胶结。后三种情况都形成海滩岩。波斯湾潮坪的海滩岩的胶结物为文石和高镁方解石(海滩岩详见海滩沉积体系部分)。

4. 萨布哈沉积

具有盐壳的盐坪、盐沼称为萨布哈。干旱带的潮上坪往往成为萨布哈。波斯湾阿布扎比海岸的潮上坪发育了典型的萨布哈沉积(图 5-27)。萨布哈可分为三带(图 5-30、

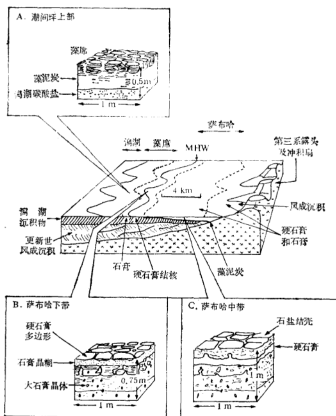


图 5-30 阿布扎比萨布哈的断块图 (Butter, 1982)[117]

MHW——平均高潮线

31)。

(1) 下带，在潮上坪的下部，由于强蒸发及蒸发泵作用，在藻席内从孔隙水中沉淀出透镜状小石膏晶体。藻席由于石膏的生长和沉淀而被隔断、胶结。石膏晶体的不断生长可发展为厚达 30cm 的不连续层，因质软而称为石膏晶糊 (gypsum-crystal mush)。石膏也可形成嵌晶，晶粒直径可达数十厘米，呈圆盘形。到潮上带中部蒸发作用加强，使孔隙水盐度急剧升高，温度也可达 40℃，碳酸盐大部（80%）白云石化，早形成的石膏也脱水形成块状至结核状硬石膏。

(2) 中带，是萨布哈蒸发作用最强烈的部分，在深 15—100cm 范围内的孔隙水盐度高约 200—277‰。表层为硬石膏层，因干裂而呈多边形，表面并有石盐结壳。硬石膏层由结核状硬石膏组成，向陆方向结核增大。硬石膏层被风成砂或风暴潮从潟湖中搬运而来的沉积物覆盖。由于下层石膏糊脱水，体积减小，发生压实和滑塌，使原始层理变形。

(3) 上带，宽可达 5km，很少被海水淹没（约每 4—5 年淹没一次）。由于淡水的影响，不出现盐壳，在近地表处形成结核状硬石膏层。软体动物介壳内也可被硬石膏充填

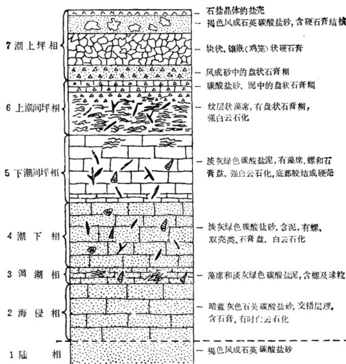


图 5-31　萨布哈沉积物的综合柱状图（McKenzie，1980）[117]

碳酸盐均白云石化，局部可形成石盐晶体。

二、潟湖沉积体系

潟湖是被沙坝、礁等隔离的半封闭环境，仅以进潮口（潮道）与开阔海相通，但通道窄，水体交换差。湖内水浅，潮、浪作用都很弱。

碳酸盐潟湖与其它碳酸盐沉积一样只出现在热带及副热带。沉积物在平面上呈同心状、斑块状分布。主要物源来自障壁，部分为生物及化学沉积。

碳酸盐潟湖分为两种类型：（1）海岸潟湖，平行海岸分布，障壁为礁、沙坝等（2）环礁潟湖，被环礁包围。

1. 海岸潟湖沉积作用

海岸潟湖位于堡礁、沙坝、沙嘴和陆地之间。湖内沉积作用有明显的分带性，内带主要为灰泥；而外带为颗粒砂；潟湖中亦可生长斑礁。

墨西哥湾的东佛罗里达湾为典型的海岸潟湖。内带生长着茂盛的海龟草，每平方米叶片数为 500—1500。灰泥沉积实际是由海龟草叶片上附生的蠕虫及珊瑚藻所提供，蠕虫分泌镁方解石管，珊瑚藻分泌文石，由此而产生的灰泥速率超过湖底灰泥的沉积速率。

外带颗粒砂亚环境中,砂的主要成分为原地碳酸盐碎屑，包括藻类、软体动物、珊瑚、有孔虫及非骨骼碎屑,并含 0—20% 的陆源石英。

波斯湾特鲁西尔海岸分布有一系列海岸潟湖，障壁为珊瑚礁、藻礁(图 5-27)。由于强蒸发作用,水体的盐度达到 60—70‰。潟湖内的沉积物主要为球粒腹足骨屑砂，球粒是软体动物的粪球粒。潮道内分布着灰泥骨屑砂。较浅低能区分布着文石泥，主要形成于化学沉淀。

2. 环礁潟湖的沉积作用

为环状珊瑚礁所包围的潟湖远离大陆、湖水清澈。环礁潟湖的深度与环礁的直径有关。小环礁的潟湖深度小；大环礁如马绍尔群岛附近的埃尼威托克环礁潟湖，可深达 70m。

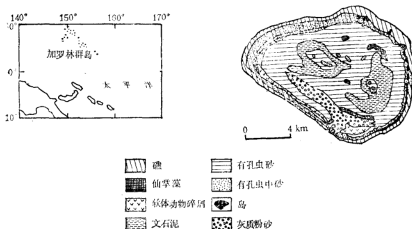


图 5-32 太平洋加罗林群岛卡平阿马朗伊环礁潟湖碳酸盐沉积相的分布 (McKee, 1959)

环礁潟湖因封闭程度、环流格局，同一潟湖的各部分由于距离礁缘或斑礁远近的不同,沉积物的类型也有差异。在较深的环礁潟湖内沉积物常呈同心状分布(图 5-32)。边缘为有孔虫珊瑚砂、中心为有孔虫砂及文石泥。

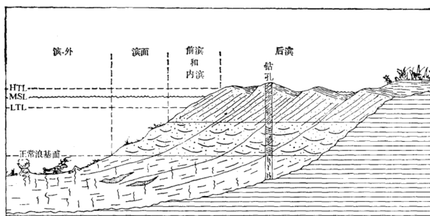
三、海滩沉积体系

海滩是高能浪控的滨岸沉积体系。碳酸盐海滩与硅质碎屑海滩的动力条件相似(参见第二章)。主要差别是物源来自生物或化学沉淀，如骨骼颗粒、非骨骼颗粒及灰泥等。

1. 沉积相

海滩环境在横向上分为三带(图 5-33)：后滨、前滨和内滨；相应地也可划分为三个沉积相带。

后滨沉积　由于作用过程多样,后滨沉积较复杂,如风暴溢流扇、藻沉积、沙丘沉积



带	粒度（粗—细）	分选性（差—好）	岩性	岩芯	沉积构造	过程
前滨和内滨			颗粒灰岩		平行层理 小型交错层理 粒序层理 垂直潜穴	波浪冲洗
滨面			颗粒灰岩 颗粒泥晶灰岩		小、中型槽状交错层	潮流及沿岸流
滨外			颗粒泥晶灰岩 含颗粒泥晶灰岩		斑团构造 水平枝状潜穴	生物

图 5-33　海滩环境的沉积特征（Inden，1983）[11]
HTL——高潮面；MSL——平均海面；LTL——低潮面

在潮上带均很普遍。后滨沉积横向上可渐变为萨布哈或潮坪、潟湖沉积。

前滨相　前滨上部冲洗带为颗粒砂(颗粒灰岩)，向下渐变为颗粒泥*（颗粒泥晶灰岩）。分选很好。沉积物粒径及其成分主要受海滩及邻近环境的有壳生物的种类和数量的影响。前滨沉积中存在粗、细交互，有时显逆粒序、向海微倾的平行层理构造，常被垂直或近于垂直的软体、蠕虫、甲壳类生物所钻孔。

内滨相　内滨沉积物为颗粒砂(颗粒灰岩)至颗粒泥(颗粒泥晶灰岩)，沉积构造以小型板状、槽状交错层为主。沿岸流作用较强，故交错层理走向多垂直岸线。与岸线平行的向陆倾的板状交错层理则代表保存下来的沙坝-沟槽系统。

2. 成岩作用

前滨上部属海洋渗流环境，沉积物堆积后在海底下几厘米处很快就会发生胶结作用（可包含 10—20 年前的人造物质），形成海滩岩。海滩岩具有板状薄层理，单层厚 1—10 cm，向海倾斜，倾角 5—15°。海滩岩的胶结物主要为文石，很少有高镁方解石。文石或

* 泥粒石灰岩相当于颗粒泥或颗粒泥晶灰岩，含颗粒 25—50%；粒泥石灰岩相当于含颗粒泥或含颗粒泥晶灰岩，含颗粒 10—25%。颗粒砂相当于颗粒灰岩。

呈针状等厚环边，也可出现新月形胶结、重力胶结。重力胶结具有葡萄状结构。

我国海南岛等地的海滩潮间带分布有海滩岩(沙庆安等，1981)。崖县东瑁岛海滩岩出现在高潮线附近，宽 6—15m，厚 15—30cm，层面与滩面倾角一致，约 7—8°。海滩岩由以珊瑚为主的砂及细砾石组成，也含少量直径 10—30cm 的珊瑚，花岗岩粗砾石。胶结

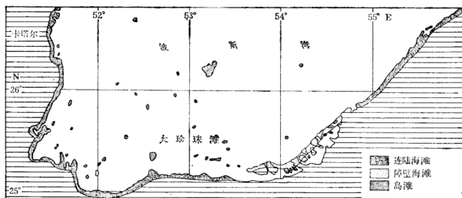


图 5-34　波斯湾特鲁西尔海岸的海滩类型 (Purser, 1973)[62]

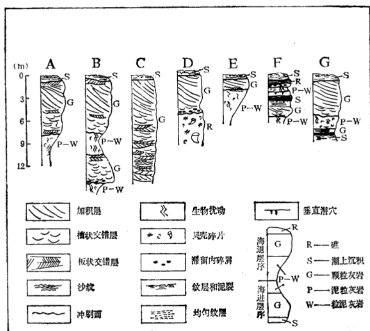


图 5-35　海滩层序的模式 (Inden, 1983)[117]

A——正常中能外滨；B——障壁-潟湖；C——高能外滨(鲕粒、骨屑沙席)；D——高能外滨(礁)；E——低能外滨；F——海侵；G——海侵-海退

物以文石为主,呈针状及微晶环边。已抬升的古海滩岩,胶结物为粒状方解石，有的显示新月型及重力型胶结物。胶结物的形成与低潮时潮间带海水的蒸发有关。

3. 海滩的类型及相组合

由于地貌和沉积条件的不同,海滩可分为:(1)连陆海滩;(2)障壁海滩,向陆侧为低能潟湖(图5-34);(3)与岛屿、礁共生的海滩;(4)低能海滩。分别具有特征的相组合(图5-35)。

连陆海滩　为沿大陆或大岛海岸分布的海滩。受气候以及滨外碳酸盐和陆源碎屑的相对供给速率所控制,向陆方向可形成碳酸盐相、蒸发盐相(萨布哈)或硅质碎屑层序。波斯湾特鲁西尔沿岸东北部海滩是典型的连陆海滩。它朝向波斯湾开阔水域(图5-34)。由于外滨区生物碎屑的快速堆积，连陆海滩层序在全新世向海推进了5—10km，形成了宽10km、厚15m的沙席。沙席之下为生物扰动的、分选差的软体骨屑细砂。如岸线继续向海推进,沙席将被萨布哈所覆盖(图5-35A)。

障壁海滩　障壁海滩体系是海滩沉积模式中最常见的类型，特征的是障壁后有潟

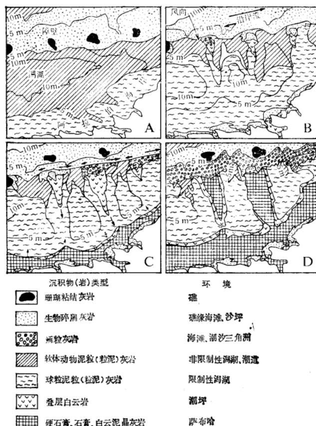


图5-36　波斯湾中特鲁西尔海岸沙坝-潟湖体系的发育过程（Inden, 1983）[111]

湖。相组合由一对高能相及其间的较低能的含颗粒或颗粒泥组成(图 5-35B)。

波斯湾特鲁西尔中部海岸障壁发育,大珍珠滩在全新世前发育为外滨沙坝,有一潟湖使该沙坝与陆地分开。全新世开始,沙坝顶部生长了礁,钙藻珊瑚砂在礁周围堆积成沙滩(图 5-36A)。由于沿岸流的侧向加积,使沙滩沿沙坝走向延伸(图 5-36B)。并在滩后发育了潮坪,滩后的潮道则变得更加受限(图 5-36C)。进潮口及潮汐三角洲开始充填骨屑-鲕粒砂。潟湖也开始被低能球粒泥和潮坪沉积所充填(图 5-36D)。这种趋势进一步发展,潟湖将完全封闭,沉淀蒸发盐类。该区域变成低能、有蒸发盐沉积的潮坪体系,原先的沉积物也将被萨布哈沉积所覆盖。波斯湾障壁海滩的这一演化历史具有一定的典型性。

与高能陆架环境共生的海滩　碳酸盐区的陆架常为高能环境,与陆架共生的沿岸沉积不存在由岸向外逐渐变细的正常规律。在剖面中,海滩前滨、内滨沉积将覆盖在鲕粒或骨屑砂层之上。另外,在开阔陆架斑礁周围,或障壁附近的礁环境中均可形成以海滩为主的岛。波斯湾特鲁西尔海岸的中、西部均存在这种岛滩(图 5-36)。岛滩沉积物必然由钙藻珊瑚砂组成,因为碎屑主要来源于礁体。这种岛滩沉积将过渡为较深水的细粒沉积。由于礁周围环境的不同,可以出现陆架软体灰泥(软体泥晶灰岩)、潟湖含球粒有孔虫灰泥(含球粒泥晶灰岩),或潮汐沙坝鲕粒砂(鲕粒灰岩)。在底流很强的区域,前滨沉积可直接覆盖在礁之上。

四、近岸各沉积体系的对比

近岸带海滩、潮坪、潟湖沉积体系的特征对比如表 5-10 所示。

表 5-10　潮坪、海滩及潟湖沉积体系的特征对比表

特　征	潮　坪	海　滩	海岸潟湖
主要动力要素	波　浪	潮　汐	潮　汐
能量水平	低　能	高　能	低(决定于封闭程度)
主要物源	来源于邻近及外滨的生物、化学沉积及潮上带胶结壳	邻近及外滨生物、化学沉积	潟湖内的生物沉积及邻近的障壁
沉积相	潮上、潮间、潮下及潮道相	后滨、前滨及内滨相	湖底相、潮道相
特征沉积构造	泥裂、鸟眼及藻构造	平行层理、小型交错层理、逆粒序层理	水平层理、生物扰动构造
沉积物类型	白云岩、藻灰岩、蒸发盐、褐色及灰色灰泥(泥晶灰岩)、球粒泥(球粒泥晶灰岩)及叠层石	颗粒砂(颗粒灰岩)、颗粒泥(颗粒泥晶灰岩)、海滩岩	深灰色灰泥(泥晶灰岩)、球粒泥(球粒泥晶灰岩)、颗粒泥(颗粒泥晶灰岩)、斑礁

第五节　礁 碳 酸 盐

生物学家认为,礁(reef)是固着群体生物(主要为珊瑚和藻)在热带浅海生长成的坚固抗浪岩体。沉积学家认为,礁是由固着生物骨骼连结或粘结而成的海底岗垄状、丘状碳酸盐岩体。一些地质学家常使用 bioherm (生物礁,生物丘)及 build-up (岩隆)等术语来代替 reef;这两个术语本身也包括 reef 在内,但含义更广泛。bioherm 包括在浪基

面以下不具有抗浪性质的礁。build-up 代表横向较窄的生物碳酸盐岩体，但缺乏明显的骨架构造。

现代造礁生物主要是珊瑚和珊瑚藻，其它还有软体动物、多孔螅、海绵和苔藓虫等。珊瑚的生长环境必须是：(1)浅水(最深到 80m)；(2)温暖(水温 18—30℃)；(3)正常盐度(27—40‰)；(4)强日照；(5)丰富的养料；(6)低浊度；(7)适合固着的稳定底质。因此，主要生活在南、北纬 20° 以内的热带海域。珊瑚礁多分布在西赤道太平洋、赤道印度洋两侧、大西洋加勒比海及巴西沿岸。

Darwin (1842) 将礁分为岸礁、堡礁及环礁。岸礁 (fringe reef) 紧靠海岸分布，与陆地之间没有潟湖分隔；堡礁 (barrier reef)，与陆地之间有潟湖相隔；环礁 (atoll) 成环形、中央有潟湖。Maxwell (1968) 将礁分为两大类：陆架礁和大洋礁(图 5-37)。陆架礁分为台地礁(环形)和壁状礁(伸长形)。大洋礁根据礁包围的岛屿和潟湖的相对面积而分为边缘礁(即岸礁)、堡礁和环礁。孤立出现的礁体称为斑礁 (patch reef)，多分布在潟湖及陆架区。

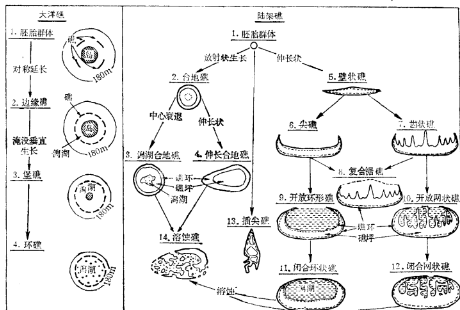


图 5-37 珊瑚礁的分类 (Maxwell, 1968)[62]

一、礁的建造和发展

(1) 原生骨架的生长。现代礁的原生骨架是由石珊瑚所建造。珊瑚的不同形态具有不同的抗浪能力。块状、结壳状形态，具有大固着面积和低重心，能耐受强浪能(图5-38)。枝状珊瑚生活在激浪带以下，风暴浪时易破碎成棒状、碎块状。水深增大光照明显减弱，20m 深处的光照强度只有表层的 25%，珊瑚的生长也减缓。光最弱处发育为板状形态，

因为每单位面积可吸收较多的光能。

(2) 次生骨架的生长。次生骨架通常由具结壳习性的钙质生物(珊瑚藻、珊瑚、苔藓、双壳、腹足、蠕虫、有孔虫等)建造，附着在原生骨架的孔洞壁上。藻及石珊瑚的生长需要光，故礁表面的孔洞成“井”形。不同属种的红藻所需的光照强度及波长不同，有的生活在上表面，有的在水面以下的黑洞中。礁向上生长，表面的孔洞变黑，固着生物也由喜光变为喜暗。

生长形态		环境	
		浪能	沉积强度
	纤细枝状	低	高
	纤细薄板状	低	低
	球状、球茎状、柱状	中	高
	坚固树枝状、枝状	中—高	中
	半球状、穹状、不规则状	中—高	低
	结壳状	强度	低
	板状	中	低

图 5-38　不同环境下珊瑚的形态 (James, 1983)[117]

(3) 物理和生物侵蚀。波浪破坏骨架的突出部分。各种粒级的礁碎屑被搬运、堆积在礁前斜坡和礁坪上，更经常的是降入骨架孔洞中，并迅速地被次生或原生造架生物所包裹。

钻孔及啮食生物也破坏礁。钻孔可穿透原生和次生骨架、并生产碎屑，钻出的新表面又为次生造架生物提供新繁殖场所。钻孔和孔洞结壳生物的联合作用，使原生骨架逐渐被次生骨架所代替。

(4) 礁内沉积作用。礁内沉积物来自骨架的机械和生物侵蚀的碎屑和寄居者的碎解产物(如软珊瑚的骨片、仙掌藻的节片、蛇尾的骨板等)。这些物质或冲洗入孔隙内，或沉降入孔穴中。礁内沉积物常具有粒序，底部为碎屑，上部为从后来的渗滤溶液中沉淀出的亮晶，形成示底构造。

碎屑的充填终结了原生、次生骨架的生长和生物侵蚀，并把它保存在不同的生长和破坏状态。埋藏时间反比于礁骨架的厚度，但正比于骨架的破坏程度。如古珊瑚生长面保存完好，那最可能的是被泥沙覆盖致死，因为次生骨架的生长以及原生骨架的生物侵蚀会很快发生。

(5) 成岩作用。最易发生胶结作用的是水通量最高的礁冠(顶)和向风的陡坡。向陆坡及斑礁胶结较弱。胶结物为文石及高镁方解石。文石呈环边状、扇状，在礁前斜坡的孔洞中可为半径 10—25cm 的葡萄状。高镁方解石呈针状、叶片状、微晶状及似球粒状。似球粒状在礁中较常见，可能是化学沉淀的产物。

埋藏后的新生变形可使晶体增大，产生凝块状结构，而掩盖了原有的似球粒及叶片状结构。

组成礁的石灰岩分为原地礁灰岩(主要由原地生长的骨架组成)和异地石灰岩 (造礁及其它附着生物的碎屑堆积而成)两大类。原地礁灰岩包括骨架灰岩、粘结灰岩及障积灰岩。骨架灰岩是由骨骼构成坚固骨架，骨架内充填了骨屑、灰泥和胶结物。粘结灰岩是薄板状、纹层状生物包裹、粘结碳酸盐碎屑而形成。障积灰岩由枝状骨架障结碳酸盐碎屑而

成。异地石灰岩则包括悬粒灰岩、砾灰岩、颗粒灰岩、泥晶灰岩等。与其它碳酸盐沉积的区别是碎屑中可能含较多的珊瑚碎屑，分选较差。原地礁灰岩组成了礁体本身，异地石灰岩主要堆积在礁体周围，由礁体向外粒度逐渐变细。

二、台缘礁

台地（陆架）边缘可出现近乎连续的堡礁，如百慕大台地边缘水深5m或更深处。台缘礁在横向方向上具有明显的分带性（图5-39），分为礁后、礁坪、礁冠、礁前缘及礁前诸带。

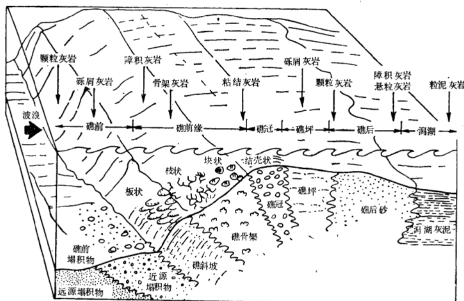


图5-39 台缘礁的理想相剖面（Longman, 1981）[117]

礁冠带（reef crest zone） 是礁体在任何生长阶段中的最高部分，多位于破波带内。礁冠带的造礁珊瑚形态决定于浪和涌的强度。浪、涌极强区只有少量属种的结壳状珊瑚可以耐受（图5-38）。当水较深，浪能高到中，结壳珊瑚仍占主要，但也有坚固枝状。本带局部能量可能为中等，珊瑚为半球状至块状，并有分散枝状珊瑚丛。上述三种情况下形成的礁灰岩为粘结灰岩至骨架灰岩。

礁前缘带（reef front zone） 礁前缘带是礁冠以下向海延伸的崎岖斜坡，范围从破波带下界到珊瑚生长的下界（30—80m）。现代礁体上本带多为陡崖，出现特征的锯齿状地形，由一系列线状脊、槽组成。此带珊瑚多样，有结壳状、块状、枝状、板状等。骨架孔洞内生活的有腕足、双壳、珊瑚藻及绿藻等。

礁前缘带的沉积物有两种类型：（1）礁内沉积物，多为灰泥，作为骨架灰岩孔洞内的充填物；（2）礁间槽沟内的粗砂及砾石。在礁前缘带上部和礁冠形成的碎屑多被暴风浪

搬过礁顶,在礁冠的背风坡堆积。礁前缘带中、下部的沉积物则向下搬运至礁前带。

沉积物及骨架经成岩作用后形成骨架灰岩,也可有粘结灰岩及障积灰岩。

礁前带 (fore reef zone)　礁前带是珊瑚生长带以下的向海斜坡。由于骨架的迅速向上生长,礁前带的坡度很陡。礁前带(斜坡)沉积物是两种成因碎屑的混合物。主要部分是礁的直接重力沉积(岩崩、滑塌及沉积物重力流),又称为近源塌积物;另一部分是悬浮沉积物。

礁坪带 (reef flat)　礁坪是礁冠向陆侧很浅(<2m)的地段。低潮时受到波浪的冲击,成为胶结的粗骨屑地坪,在中浪能区则为钙藻砂浅滩。造礁珊瑚常呈分散的丛状。本带成岩后形成砾屑灰岩。

礁后带 (back reef zone)　礁后带位于礁坪的背风坡,环境较平静。礁前缘带形成的泥大部分以悬浮方式进入本区并沉积,和底部生物(钙藻、腕足、甲壳动物等)形成的

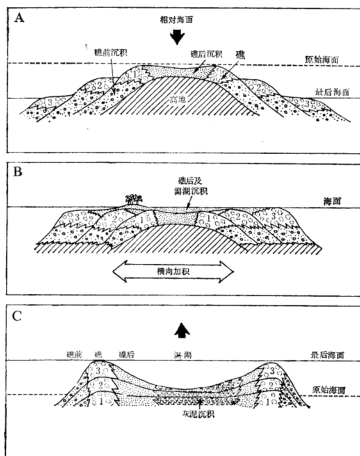


图 5-40　礁生长对海退、海侵的响应 (Longman, 1981)[117]

A——最早阶段;B——中间阶段;C——最晚阶段

砂组成悬粒灰岩。此环境下造礁生物的生长习性有二特点：(1)丛生的坚固枝状，(2)丘状及大球状；以抵御频繁的搅动和宁静多泥期的侵扰。此带主要的岩石类型是障积灰岩和悬粒灰岩。

礁的各个相带呈规则的顺序排列(图 5-39)，但海面变化造成它们的横向迁移。海面下降使礁冠的珊瑚露出水面停止生长，新的礁冠将在较低的位置建造(图 5-40A)。如海面不断下降，则礁冠将继续向外迁移，其它的相带也发生相应的移动。海面上升时、如礁的生长速率与海面上升速率保持平衡，则礁不断向上建造，形成厚的礁沉积。由于镶边处 $CaCO_3$ 生产速率最高，故礁后潟湖也不断加深(图 5-40C)。海面稳定，而 $CaCO_3$ 的生产速率很高，礁就单纯地向横向扩展(图 5-40B)。

三、斑　　礁

斑礁(或称点礁)是孤立的小礁体，直径 5—500m，高 3—50m，分布在台缘礁与陆地、岛屿之间的潟湖内以及环形礁潟湖内。斑礁可呈塔礁、台礁、壁礁、微型环礁等形态，冠部距平均低海面数米。珊瑚组成礁体的 40—80%，现代斑礁的珊瑚大都为穹状或块体。大斑礁也可具有分带性，如礁冠、礁前、礁后。

组成斑礁的礁灰岩主要为珊瑚骨架灰岩至珊瑚粘结灰岩，孔穴内为具示底构造的含颗粒微晶灰岩，偶尔出现颗粒泥晶灰岩。礁体冠部的沉积物为砾石和砂，由完整至破碎的珊瑚、珊瑚藻、仙掌藻及双壳类组成。沿礁体周围为灰质碎屑及颗粒砂(由钙藻、珊瑚、有孔虫碎屑组成)，向外递变为层状灰泥。南海、大西洋百慕大台地、洪都拉斯伯利兹陆架及潟湖等处都有斑礁发育。

四、大 洋 环 礁

大洋环礁是发育在大洋火山锥上的中心有深潟湖的环状礁，是由于基底下沉，礁体连

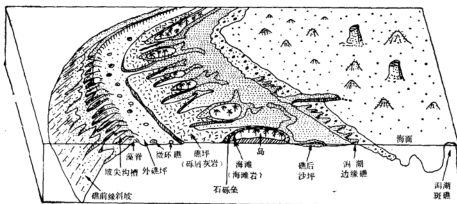


图 5-41　太平洋、印度洋环礁的剖面图 (Battistini, 1975)[117]

续向上、向外生长的结果。热带大洋中的火山岛上升到海面后，在岛周围开始生长边缘礁（图 5-37）。火山岛逐渐冷却、收缩而下沉，但对于礁却是海面相对上升。洋中脊最初的下沉速率（最初的 2Ma 内）为 0.2mm/a，以后减缓为 0.02mm/a。在一定阶段内礁向上生长的速率与基底下沉速率相等。随着火山锥的下沉潟湖将礁与岸分隔开，而进入到堡礁阶段。当火山锥顶沉到海面以下就成为环礁。Darwin（1842）提出的火山下沉形成环礁的学说，直到 1951 年才为太平洋的埃尼威托克环礁的钻孔所证实，当穿过 1287m 厚的珊瑚灰岩后到达了橄榄玄武岩洋壳。由此证明，大洋环礁的底盘是下沉的火山锥，故环礁的格局受洋底火山链的分布规律所控制。

环礁的形态受底盘形态的影响，呈圆环至椭圆环状，直径 1—30km，少数可达 130 km。隆起的礁体围绕着深水潟湖，湖深 30—90m。环礁外壁的坡度在数百米水深内可达 40° 以上，向深处渐变缓。环礁由骨架灰岩、粘结灰岩及障积灰岩组成。造礁生物具有环形的生态和形态分带（图 5-41）。礁灰岩顺礁前缘斜坡下延数十米，再向下变为骨屑砂、粉砂，直至 4000m 或更深处过渡为远洋褐粘土。礁前的陡坡发生频繁的崩塌、滑塌，并可形成沉积物重力流。潟湖内沉积了灰泥和灰砂，其间点缀了许多生物丘（沉没的礁）和斑礁；向边缘过渡为礁后灰砂和礁砾。

五、南海的珊瑚礁沉积

由台湾海峡（25°N 以南）到南海曾母暗沙（4°N）之间，珊瑚礁星罗棋布。南海四大群岛（东沙、中沙、西沙及南沙）中除少数为基岩岛屿外，基本是由珊瑚礁组成（暗滩为20—30m 深的珊瑚礁；稍浅的称为暗沙；接近海面的称为暗礁，高出水面的为沙洲或岛屿）。这些礁体的底盘为陆坡沉积，不是火山岛，故不属大洋礁，而属孤立台地边缘礁。

西沙群岛由 10 个单礁体及复合礁群组成（图 5-42）。复合礁群属环形礁，有永乐环形礁、宣德东环形礁及宣德环形礁。永乐环形礁由 7 个礁体组成，长 20km，宽 15km，中心的潟湖最大，水深 45m，湖内有 2 个斑礁。单礁体的形态有环形礁及台礁（中心无潟湖的平台状礁体）。西沙群岛自渐新世末期（2Ma）成礁以来已形成了厚约 1200m 的珊瑚礁沉积（何起祥，1986）。

中沙群岛为一位于现代海面以下 12—20m 深的环形礁（黄金森，1987），长 135km，宽 68km。中心潟湖深 75—85m（图 5-43），湖内有斑礁发育。环形礁由一系列的礁体组成。造礁石珊瑚已发现有沙珊瑚、杯形珊瑚及鹿角珊瑚等 16 个属。环礁可分为礁后带、礁冠带、礁前缘带和礁前塌积带。礁冠带（又称礁核带）水深 <20m，珊瑚生长良好，表面崎岖。礁前缘带水深 20—60m，亦为珊瑚生长带。礁前塌积带，水深 60—400m，由礁块、砾石、生物砂屑（粗—细）组成了塌积沉积。礁后（潟湖）带，水深 20—85m，由于湖内、外水体交换充分，故珊瑚的属种与环形礁的无大差异。

西沙群岛永乐环形礁的钻孔资料（海洋地质研究所，1987）表明，在 17m 深度内矿物成分为文石（90% 以上）及高镁方解石，17m 以下以方解石为主，179.5m 以下出现白云石化（晚第三纪—早第四纪）。白云石的成因属埋藏白云石化。

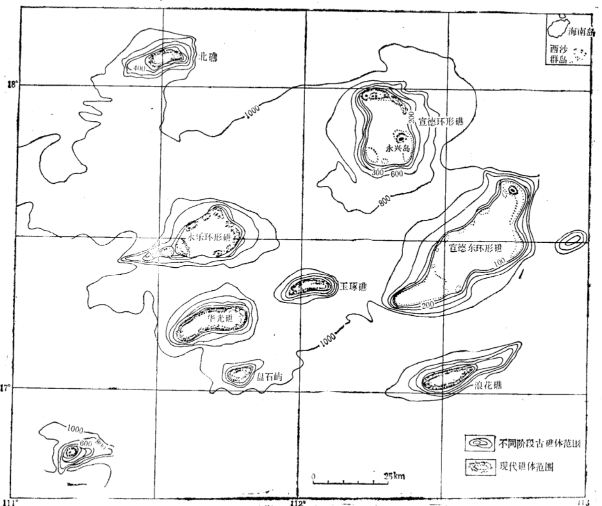


图 5-42　西沙珊瑚礁的分布图(何起祥等，1986)

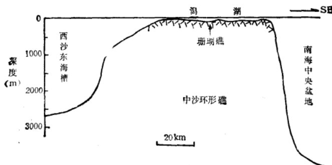


图 5-43 中沙环形礁剖面图(黄金森，1987)[139]

第六节 陆架沉积体系

在有关碳酸盐岩岩相的地质文献中,往往将陆架称为大陆台地(continental platform)或台地,也有将陆架边缘及部分陆坡统称为边缘 (margin)。现代陆架碳酸盐的分布主要受水体温度、盐度及浊度等因素所控制,产于南、北纬 30° 以内，印度尼西亚、澳大利亚北岸、加勒比海及波斯湾等处的陆架多为碳酸盐沉积所覆盖。

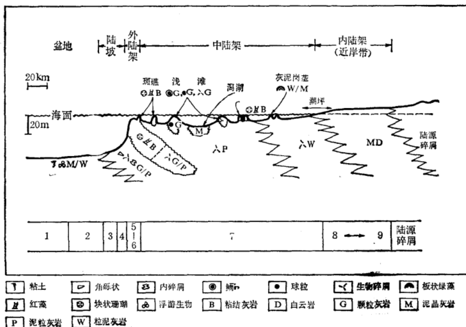


图 5-44 碳酸盐陆架沉积相剖面图
(1—9 为威尔逊的 9 个相带；Enos，1983)[117]

现代陆架的碳酸盐沉积没有古陆表海* 的那样典型，因为：（1）由于周期性的冰期及海面变动的影响，现代碳酸盐区的沉积作用大多开始于 4000—7000 年前；因此，宽广的陆架有时仅分布一薄层灰砂，甚至未能完全覆盖。（2）除局部产出鲕粒和潟湖灰泥外，现代碳酸盐沉积物几乎全由生物作用形成。（3）现代碳酸盐沉积环境（波斯湾和澳大利亚沙克湾除外）受开阔大洋条件（如季节性风暴及海洋环流等）以及风向的强烈影响，而与古环境有差异。但即使存在这些差异，现代碳酸盐沉积对于了解古沉积环境仍然有着重要的意义。

根据地貌特征及能量状况可将碳酸盐陆架分为两大类：限制陆架（台地）和开阔陆架（台地）。限制陆架又称镶边陆架，外缘有礁或浅滩构成的障壁。开阔陆架即无镶边陆架，呈向海倾斜的均匀斜面，因无障壁，故波浪、潮流可长驱直入。陆架沉积的特征首先决定于陆架的类型，开阔陆架沉积物与限制陆架的有一定差别。此外，沉积物的分布格局也与陆架的坡度有关。缓坡（$<1^{\circ}$）陆架宽十余至数百公里，具有宽阔的递变相带，沉积物呈席状或楔状。陡坡陆架具有与陆架边缘平行的线状相带、最厚的相是在外陆架。本书的陆架相相当于威尔逊（1975）的第 5—7 相带，5、6 相带相当于外陆架，广阔的中、内陆架则为第 7 相带（图 5-44）。

一、沉 积 模 式

碳酸盐陆架的类型复杂，研究者提出多种沉积模式，其中影响较大的是 James（1983）模式和 Read（1982，1985）模式（表 5-11）。这些模式往往包括陆架、斜坡（多属陆坡）及盆地（多属陆隆或边缘海盆）的碳酸盐相带。

Read（1985）[118] 的模式，将碳酸盐陆架划分为：

（1）碳酸盐缓坡（无镶边陆架）

1）均斜型

表 5-11　大陆边缘碳酸盐沉积模式

陆架类型 \ 模式	James 和 Mountjoy (1983)	Read (1985)
无 镶 边 陆 架	缓　坡	均斜缓坡
		远端变陡缓坡
镶　边　陆　架	堆积边缘（礁或灰沙浅滩）	进积加积边缘
	超越边缘1)（礁或灰沙浅滩、浅盆地）	超越型边缘
	超越边缘（礁或灰沙浅滩，深盆地）	侵蚀型边缘
孤　立　台　地		孤立台地

1）超越边缘（bypass margin）或译作"跌积边缘"，表示沉积物沿陡坡向下搬运时，由于坡度太陡而不能沉积下来，超越过此边缘。

* 陆表海（epeiric sea）位于陆架内侧，半封闭，坡度仅约 0.005°，面积可达数千平方公里，水很浅。陆架又称陆缘海，坡度约 0.1°，较窄（100—400km）。

2）远端变陡型

（2）镶边陆架，根据边缘（外陆架及上陆坡）的特点而分为：

1）进积或加积型边缘

2）超越型边缘

3）侵蚀边缘

（3）孤立台地和大洋环礁

（4）下沉台地

二、开阔陆架（台地）

此环境位于陆架的中部至边缘，也可是开阔潟湖（图 5-44）。坡度平缓（<1°）、多缺乏明显的波折带与陆坡分开，故又统称为缓坡（ramp）。陆架海水和大洋水交换充分，故盐度、温度、营养盐都较正常。水深 10—200m，大部分海底处于正常浪基面以下。开阔陆架的水动力条件多种多样，有的部分可能有屏障，但潮流及风暴浪仍能起作用。沉积相通常呈平行等深线的带状分布，三维方向上呈席状；如外缘下沉则发育为楔状。波斯湾、沙克湾、尤卡坦陆架等都属开阔陆架（图 5-45）。前二者属均斜缓坡，后者为末端变陡缓坡。

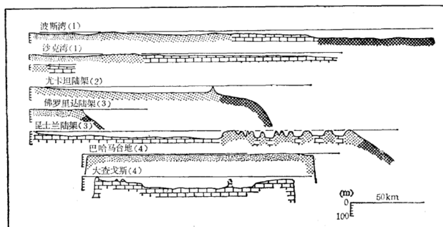


图 5-45　碳酸盐陆架的类型（Read，1985）[118]

（1）开阔陆架均斜缓坡；（2）开阔陆架远端变陡缓坡；（3）限制陆架；（4）孤立台地

1. 沉积构造

特征的构造是生物扰动构造，并具水平、倾斜、垂直的简单和分枝的潜穴，以及层面及层内的爬迹。埋藏后沉积物的颜色由浅变暗，呈斑团状和结核状。海藻层的分布不象限制台地那样广，常见丝状藻、球状藻和硅藻的粘性藻席。藻席捕集颗粒，但不能形成纹层构造，因为被底内生物破坏和吞食。风海流和风暴潮可将泥砂搬运至 100m 深处，最终簸选

成具中、小型(可能是丘状交错层)交错层的砂屑或粉屑沉积。

牵引流构造(交错层)出现在缓坡内带,由浪、潮流所形成,与台地边缘的沉积构造相似。

斑礁在开阔台地很普遍,直径几米到几公里,高出海底不超过50m。较大的斑礁可包围浅潟湖。礁骨架最初继承了底盘的形态。当达到海面后,则向横向生长,形态取决于环境条件。各方面水力学条件相同时,小斑礁发育成放射状形态;礁碎屑堆积成数m宽的窄晕。若以单向风为主时,则为伸长形态。

2. 生物

开阔台地以丰富、分异度高的窄盐砂栖动植物为特征。软体动物很普遍,尤其是底内属种。在高能环境下是厚壳、强键;在较深的静水中壳变薄。底栖有孔虫也很丰富,生活在沉积物表层或固着在海藻和海草上。大堡礁中陆架优势动物有海胆、苔藓、珊瑚,均为沉积物提供骨骼组分。软珊瑚和海绵的骨针、骨片也为沉积物提供细碎屑。

钙质绿藻(仙掌藻及笔藻)很茂盛,为沉积物提供文石针。仙掌藻生长在水深20—100m有营养盐上升流的地段,可形成厚约20m的长形砂屑浅滩。钙质红藻结壳可形成粗碎屑。

斑礁具有石珊瑚的原生骨架和钙质红藻、苔藓、结壳有孔虫形成的次生骨架。钻孔软体动物也很普遍。钻孔海绵提供了大量粉砂级碎屑。

3. 颗粒成分和结构

现代热带开阔台地的颗粒主要由骨屑和似球粒组成。仙掌藻、底栖有孔虫和软体动物是主要的钙质骨骼成分;在礁和岩底附近则为珊瑚和钙质红藻碎屑。开阔陆架粘土级的质点很少,一旦产生也由钻孔生物使之保持悬浮并被潮流带到较深的盆地。某些食泥生物和钻孔生物的粒度选择可使表层沉积发生生物分选,但表下沉积常被混合为分选差的均质沉积。贫分选粗粒生物碎屑物组成了斑礁侧翼沉积。

4. 成岩作用

开阔台地沉积物具有较停滞的孔隙海水,故海洋胶结作用很弱,但在斑礁内较强。胶结物为文石和镁方解石。

因为沉积作用很缓慢,较深部的颗粒可产生铁、锰、磷矿物的包壳或被交代,以及海绿石充填的有孔虫壳。

5. 沉积相组合

广泛分布的骨屑和球粒组成的颗粒灰岩、泥粒岩及粘土质粒泥灰岩。沉积层可为结核状层至块状层、平行层。$CaCO_3$和陆源物质供给的韵律性变化形成石灰岩与页岩的互层。在这些低能相中散布着斑礁粘结灰岩、礁屑组成的楔状层和多层的薄风暴沉积。

向陆方向开阔台地沉积与高能近岸相或限制陆架相、潮间相的钙质或陆源沉积成指状交错。向海方向为一斜坡,不能形成隆起的礁或浅滩镶边是由于沉积速率较海面上升速率为低,或者是因构造作用使台地边缘具有较大的下沉速率。生物、沉积物与台地内的

相似。

6. 实例——波斯湾

波斯湾是一内陆海，霍尔木兹海峡的上升流形成为水文障壁，影响湾内水体与印度洋水体的交换。波斯湾处于沙漠气候下，海域宽广（350 × 1000km²），深度小（20—80m），海水清澈，适于沉积碳酸盐。河流不能向湾内带入很多细粒陆源物。大珍珠滩附近（卡塔尔半岛东南）在地貌上近似于古代的陆表海，水深 10—50m。海底坡度 <0.5m/km，是典型的缓坡。表层盐度 39—40‰。大珍珠滩附近碳酸盐沉积物呈薄层状。洼地充填了灰泥（图 5-46）。较高的部分为浅滩，堆积了软体动物碎屑组成的骨屑砂和泥粒沉积。骨屑砂正进行着胶结作用。大珍珠滩附近由浅到深的相序是：磨圆的软体动物骨屑砂、棱角状软体动物骨屑砂、含软体动物灰泥及粘土质灰泥。从地震剖面上看，全新世沉积物较薄，平均厚 2m，但少数低洼区可达 10—15m。动物群属正常海水属种，但缺乏抱球虫类有孔虫；也不存在松藻。沿岸潟湖沉积细粒碳酸盐，近岸和浅滩的向风边缘有岸礁，但由于海侵（5000—7000 年前）以来沉积速率低、时间短，尚未构成典型的碳酸盐台地边缘。

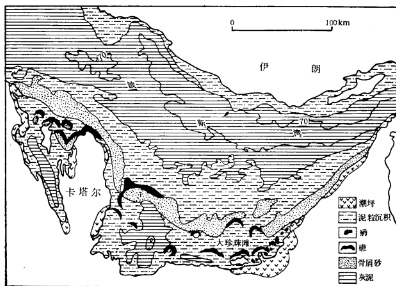


图 5-46 波斯湾的碳酸盐沉积（Wilson, 1983）[117]

三、限制陆架（台地）

限制陆架为完全或部分封闭的浅（5—25m）水体。海水循环慢，因而滞留时间长，盐度不正常，营养盐缺乏，温度高。限制性的出现或由于存在障壁（如礁、岛及浅滩），或浅水范围太大所形成的阻尼效应。佛罗里达陆架、昆士兰陆架均属限制陆架。

1. 沉积构造

牵引流构造很少见，以生物构造为主。海底不平坦，因为有结壳、蠕虫、软体动物及海胆等生物扰动所形成的坑、孔洞和突起。沉积物由于强烈的生物扰动而均质化或形成斑团构造。虫孔发育，孔多被碎屑充填，常与主沉积物具有不同粒度。有些虫孔具粘结碎屑内衬，或充填有粪粒。在缺氧环境下可形成 mm 级纹层。石灰岩与页岩的交互(数十厘米厚)，是由于 $CaCO_3$ 和陆源碎屑物供给量的韵律性变化。风暴浪可形成分布广的薄颗粒灰岩层，并含有破碎的底栖生物介壳。海洋植物特别是海草和藻席在此环境中很茂盛。浓密的海草可截留大量悬浮碎屑形成灰泥滩。

2. 生物

本环境生物的特征是低分异度和高分布密度。因缺少其它生物的竞争，故少数几类能适应的广盐性生物大量增殖。优势的动物群是底上和底内动物，如软体动物、底栖有孔虫和介形虫等。个体小且发生畸变表明环境不正常。颗粒普遍发育泥晶包壳说明沉积速率很低。也存在钙质绿藻，但不如开阔陆架中那样繁茂。

3. 颗粒成分和结构

低能限制陆架的沉积物分选差，颗粒组分为粪球粒、似球粒、内碎屑和有限种类的骨屑，坚固骨屑个体完整。由于灰泥是主要成分，故沉积物成岩后将转变为粒泥灰岩（图5-44），并常出现泥晶灰岩和泥粒灰岩，局部的粪粒和内碎屑可形成颗粒灰岩。

4. 成岩作用

海洋胶结作用主要是颗粒(如粪球粒、葡萄石)的聚合。由于生物钻孔产生的斑点和斑团构造，在压实过程中可形成结核状及条带状层理构造，特别是混有粘土矿物时，限制陆架灰岩发生白云石化很常见，可能是由于渗透回流及混合带过程所形成。

5. 沉积相组合

限制陆架相主要为毯状含中等到少量化石的生物扰动粒泥灰岩或泥晶灰岩，这是海面稳定条件下的连续沉积。陆架如很平坦，岩性就较单调；但当地形有轻微起伏时，生物也会有细微变化，沉积相就呈镶嵌状。限制陆架相向海过渡为开阔陆架相的带状骨屑颗粒灰岩及泥粒灰岩，到台地边缘则为礁、骨屑滩或鲕滩；向陆方向变为陆源三角洲沉积、碳酸盐质海滩和潮坪沉积等。

由于海面发生周期性变化，在剖面中形成向上变浅的层序。理想的层序由四个层组组成(图 5-47)：(1)底部为滞留骨屑及内碎屑砾石(或砾屑灰岩)。(2)限制陆架相的暗色生物扰动粒泥灰岩或泥晶灰岩，也有少量细粒陆源沉积夹层。层可呈块状、斑团状、结核状。当岸线向海推进后，在障壁后可形成潟湖沉积。(3)低能带为潮坪藻纹层、红树林沼泽；高能带则形成分选好的薄层状粗粒海滩沉积。(4)顶部为潮上纹层白云岩、扁平砾屑灰岩、蒸发岩，其上覆盖沙丘陆源砂、页岩或钙结层。

向上变深旋回由潮间相向潮下相过渡，形成在缓慢海侵条件下；这在地质记录中很少

见。

6. 陆架边缘

深层富营养盐冷水在陆架边缘上升后升温，被波浪搅动使 CO_2 逸出而发生 $CaCO_3$ 沉淀。在热带浅水台地的边缘，无机或有机的 $CaCO_3$ 生产率比其它部分要高，故形成露出海面的砂质浅滩或礁镶边。温带灰质生产率低，陆架边缘多不出现镶边。

限制台地边缘的浅滩水深 0—5m，由鲕及骨屑砂组成。砂体产状呈：(1)潮沙浅滩(潮流沙脊)，垂直陆架边缘延伸，平行强潮流（>100cm/s）流向，单个浅滩长约 20km，宽 1—1.5km。(2)沙席，平行台地边缘延伸，垂直于潮流（50cm/s）流向。砂席宽 1—4km，长 25—75km。具有对称或不对称的沙波，波高 50—400cm，波长 10—100m。

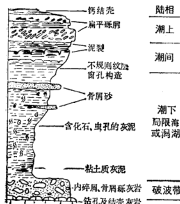


图 5-47　限制陆架的向上变浅层序 (Scoffin, 1987)[118]

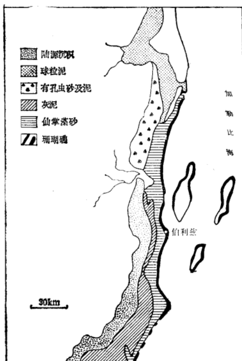


图 5-48　伯利兹陆架的沉积相带 (Wilson 等，1983)[117]

许多热带台地边缘有礁镶边。礁体常呈带状，各个礁之间有水道(深 10—50m) 分隔。礁的相组合(图 5-39) 由内向外依次为潟湖相(灰泥)—礁后相(障积灰岩、悬粒灰岩及颗粒灰岩)—礁坪相 (砾屑灰岩)—礁冠相 (粘结灰岩)—礁前缘相 (粘结灰岩及骨架灰岩)—礁前相(砾屑灰岩及颗粒灰岩)(详见台缘礁部分)。

7. 实例——伯利兹陆架

伯利兹陆架位于加勒比海西岸英属洪都拉斯的滨外，从尤卡坦半岛岸外到洪都拉斯湾发育有大西洋最大的堡礁体系，延伸 250km。堡礁围绕一狭长陆架，此陆架最宽部分约 30—40km，而狭窄处不足 5km。伯利兹滨外的陆架宽 35km，水深数十米，除伯利兹河口区外，整个陆架海水盐度正常。沉积物可分为几个相带(图 5-48)。最外缘带为堡礁，礁

坪已近海面，由仙掌藻粗砂、砾石组成。礁间区由仙掌藻砂充填。 礁后为较深的潟湖环境，湖内有斑礁，并沉积了含有孔虫、软体动物的灰泥。灰泥中还含有丰富的颗石，是潮流从开阔加勒比海带入的。陆架边缘的陡坡为下降的断块，现代碳酸盐叠置在更新世喀斯特面上。这种礁、砂障壁组成的高能边缘之后的限制陆架沉积特点与开阔陆架的广泛席状泥粒沉积(泥粒灰岩)是不相同的。

四、孤 立 台 地

孤立台地分布在大陆边缘的断裂、下沉陆壳或过渡性地壳上。孤立台地远离陆架，被几百m甚至4000m深的深水所包围。有些孤立台地称为环状礁，尤其是当具有较深潟湖和抬升的礁缘时(如南海的西沙、中沙)。台地宽十至数百公里。巴哈马、珊瑚海海台上的台地等都属孤立台地。以礁镶边台地较深，可达20m，沉积了骨屑砂、灰泥。 平顶台地则较浅，沉积了球粒砂、灰泥，边缘是鲕粒组成的浅滩、灰砂岛和礁(图5-49)。

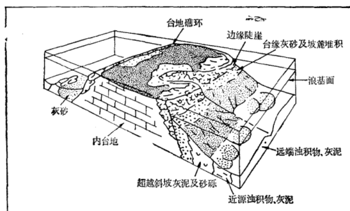


图5-49 孤立台地的立体图 (Read, 1985)

孤立台地的边缘多是陡倾斜，类似于镶边陆架。 边缘陡崖坡角可达60°，高几百至4000m。向外逐渐过渡为坡度较缓的深水沉积，孤立台地的相带依次为:

(1) 台地相，台地内或充填了韵律性的球粒砂、灰泥以及蒸发岩，或被骨屑砂覆盖。

(2) 台地边缘相，礁碳酸盐及骨屑砂、鲕粒砂浅滩。

(3) 边缘陡崖相，情况多样，上部为礁后、礁及礁前沉积物，下部出露潟湖和潮坪碳酸盐。

(4) 坡麓堆积或台缘砂相，灰泥质灰砂(浅水及远洋沉积的混合物)和坡麓碎屑，此带宽1—3km。

五、碳酸盐沉积向陆源沉积的过渡

以上讨论了陆架碳酸盐沉积体系，但即使最典型的伯利兹礁镶边陆架及波斯湾也存

在着向岸过渡为陆源碎屑沉积的情况。 碳酸盐陆架内侧陆源沉积带的宽度与气候有关。干燥气候下陆源沉积带的宽度窄;潮湿气候带径流发育,有利于陆源碎屑向海扩散，故硅质碎屑带宽。

加勒比海尼加拉瓜陆架位于贸易风盛行的潮湿热带，河流搬运入海的硅质碎屑在内陆架形成一宽约 20km 的陆源沉积带。中、外陆架为碳酸盐沉积区,中陆架覆盖着仙掌藻粗砂,外陆架为礁及骨屑沉积。

干燥气候带陆架碳酸盐沉积向岸过渡为陆源碎屑沉积的例子如红海苏伊士湾。因断裂活动沿岸地形起伏大,侵蚀作用强。季节性的暴雨形成山洪,冲刷陆源碎屑入海，在湾内形成冲积扇。但此冲积扇的向海延伸不足 1km,便突变为珊瑚礁。 因此，在干燥气候的陆架上，陆源碎屑沉积向碳酸盐沉积的过渡发生在很短距离内，仅为数公里甚至数百米。

第七节 陆坡沉积体系

陆架边缘与盆地(陆隆、边缘海盆及洋盆)之间的过渡带为陆坡.在碳酸盐沉积体系中称为斜坡 (slope)。坡度可较缓 (0.5°) 或很陡 (≈90°),随深度增加坡度逐渐减小,延伸几十至几百公里后逐渐过渡为陆隆。碳酸盐陆坡比硅质碎屑沉积陆坡陡，因为 $CaCO_3$ 沉积常发生早期成岩而石化。碳酸盐斜坡可为平缓加积坡或超越搬运陡坡。

重力直接作用下的块体运动是斜坡环境中沉积物搬运和沉积的主要方式。进入斜坡的泥砂通常是线状来源,沿密集的坡谷搬运;而不象硅质碎屑陆坡那样，是海底峡谷型的点状来源。前者的碎屑堆积体呈楔形，而在峡谷一深海扇体系中则形成锥状堆积。斜坡以由滑动过渡为碎屑流至浊流的沉积过程为特征。

1. 沉积构造

斜坡环境的不稳定性使出现与层理斜交的示底构造、滑塌、变形层理、塌积块、角砾岩、粒序层理、鲍马层序及底面印痕等构造。生物成因构造在斜坡粗粒沉积中很少见; 静水期沉积的碎屑中,底内动物(蠕虫及甲壳动物)可形成钻孔及觅食迹,虫孔可为枝状和螺旋形。

2. 生物

本带大部位于透光带以下,所以没有藻类。底栖生物仅出现在沉积缓慢的稳定区.稳定区由于发生海底石化,可存在固着岩表生物,如海绵、八射珊瑚及深水石珊瑚(佛罗里达海峡 700m 深的岩隆上有分散的珊瑚丛);也存在甲壳类、蛇尾、海百合、双壳、腕足类、海胆、海葵和苔藓等。此外,还有从水柱中沉降的浮游远洋生物的遗骸。

3. 颗粒成分及结构

斜坡沉积的来源有三: (1) 台地边缘的礁碎屑、鲕和灰泥; (2) 再沉积的斜坡物质; (3) 远洋悬浮沉积。

礁碎屑包括沟槽中的松散泥砂、礁骨架碎块 (由于非对称生长和生物、物理侵蚀而

形成）。从台地向外搬运的砂大都以脉冲方式进行。退潮流也能由台地边缘搬运一些松散的沉积物至斜坡环境。

岩崩、滑动和重力流沉积沿斜坡向下顺序分布。斜坡相灰泥倾向于向下蠕动。斜坡沉积物发生滑塌褶皱很普遍。陡坡、快速沉积作用、细碎屑和缺乏胶结是形成滑动和重力流的必要条件。

碎屑流形成角砾灰岩和巨角砾灰岩，产状呈席状或透镜状，0.5 至数十米厚，可延伸几十公里。碎屑常是悬浮在杂基中，虽然颗粒支撑很普遍。碎屑未磨蚀，分选差，无定向、近底部可平行于底面。角砾是复成分的，有礁碎屑、胶结浅滩碎屑、骨屑和内碎屑，甚至有潮坪沉积。灰泥质内碎屑向盆地增多，可以发生塑性变形，形成压扁角砾组构。

碳酸盐浊流可延伸数十公里，呈现完整的鲍玛层序或缺少 D、E 段，在远端则没有 A，B 段。如台地边缘为砂质浅滩，则斜坡以碎屑流、浊流沉积为主。

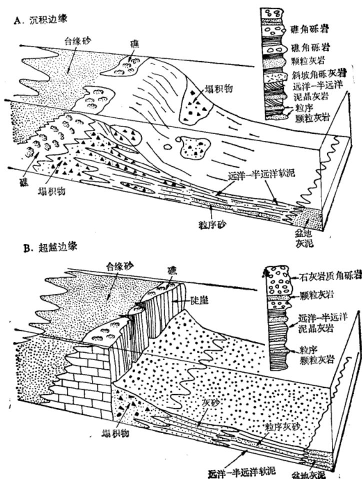


图 5-50 斜坡的类型（McIlreath, 1979）[117]

斜坡环境有两种类型的悬浮沉积：台地边缘软泥和远洋软泥。台缘软泥是风暴产生的陆架灰泥和远洋软泥的混合物。陆架灰泥主要由文石组成，远洋软泥则为方解石(浮游有孔虫)。台缘软泥暗灰色、细粒，薄层至纹层构造，常与页岩交互。远洋软泥含浮游有孔虫、翼足类、浮游双壳类和颗石；其它还可有生物 SiO_2、陆源粘土和火山碎屑。远洋软泥色暗，具纹层或生物扰动构造。

4. 成岩作用

此环境下的成岩结构多样。塌积角砾岩的胶结物为似球粒状微晶镁方解石和文石环边。缓慢沉积区可出现硬底。胶结作用将阻碍岩层发生机械和化学压实。未胶结层在深埋后颗粒可显示明显的缝合接触。有些地区，初期的胶结使岩层成为结核状，发生同沉积运动，形成角砾化结构。结核之间的沉积物由于显著的压溶而形成压扁层理构造。在深部文石胶结物不普遍，方解石胶结物随深度加大而缺 Mg。在缓慢沉积区可沉淀海绿石，特别是在有孔虫壳腔内。铁、锰、磷酸盐沉淀在硬底上形成结壳。细粒富有机质钙质沉积可形成莓状黄铁矿，也可形成自生白云石菱面体。

5. 沉积相组合

沉积相类型是斜坡坡度和台地边缘特征的函数。坡度平缓发育为沉积边缘；坡度很陡发育为超越边缘，沉积物由浅水直接进入深水(图 5-50)。沉积边缘有一狭窄的台缘塌积带，斜坡主要为远洋-半远洋软泥覆盖，并夹有浊积灰砂。超越边缘以陡崖基部的礁塌积裙为特征，堆积体为楔状。塌积沉积也可和与峡谷相连的深海扇沉积交错插接。下斜坡为浊积灰砂。

第六章　大洋沉积作用

大洋（ocean）系指水深在2000m以上，基底为海洋地壳的水域。“大洋”、“深海（deep-sea）”两术语常通用，但深海是指水深大于1000 m的区域，不仅包括大洋，还包括部分陆坡和陆隆。为避免混淆起见，本书不采用“深海”一词来代替“大洋”。大洋环境完全不同于大陆边缘，具有以下特点：(1)物化条件(温度、盐度、碱度及含氧量等)和环流格局等均属大洋型；(2)大陆对沉积作用的影响很微弱，陆源碎屑供给量极低，而生物沉积作用占有突出的地位，火山、自生及宇源沉积作用也大为增强；但总沉积速率很低；(3)生物群落与大陆边缘环境有显著区别。

远洋沉积（pelagic sediments）一词是由挑战者号考察者(1891)在大洋盆地内发现了两种新沉积物(一是不含陆源物质的纯生物软泥；另一是极细粒沉积，所含少量较粗组分均由自生、火山或生物物质组成)后命名的。通常，将远洋沉积和深海沉积（abyssal deposits）视为同义词，但本书只采用前者来描述大洋沉积。

第一节　地貌特征

大洋分为洋中脊和洋盆底两大巨型单元。

一、洋中脊

洋中脊（mid-ocean ridge）为沿大洋中部延伸的连续山系（图 6-1），高出洋底1000—3000m，宽1000km以上，平均水深2500m。洋中脊为一平缓的两翼对称的穹状隆起，横向上由平行脊轴的槽谷和岭脊组成，中央发育有裂谷(图6-2)，裂谷宽数十到一百多公里，深1000—2000m。洋中脊并非连续不断，常被一系列与轴线垂直或相交的大断裂带所错断，错距可达数十、数百甚至数千公里。洋中脊是一环球性山系，在太平洋、印度洋、大西洋连续延伸，总长84000km，占海洋总面积的34.2%。洋中脊是海底扩张中心，由新生的洋壳物质组成，上覆沉积物的厚度由中央向两翼增厚。

太平洋的洋中脊称为东太平洋海隆，位于太平洋东南部，宽2000—4000km，高出周围洋底2000—4000m(图6-2,4)。大西洋洋中脊位于大西洋中央，地形最崎岖，中央裂谷数十公里宽(图6-2)，较之两侧下凹1000—2000m。印度洋洋中脊也大体位于中部，歧分为三支，成为倒置的丫字形。

二、洋盆底

洋盆底（ocean-basin floor）位于大陆边缘和洋中脊之间，占洋底面积的47%。洋

图 6-1 大西洋洋底地形 (Kennett, 1982)[88]

盆底又可划分为深海平原、深海丘陵区及海山区三个大单元(图 6-1, 4)。

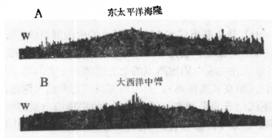


图 6-2 洋中脊剖面（Ewing, 1963）[88]

1. 深海平原

深海平原（abyssal plain）是洋底的平坦区，坡度 <1/1000，深 3000—6000m，直径 200—2000km，深海平原多分布在被动大陆边缘外，因为有充足的陆源物质供给源，故大西洋、印度洋深海平原较发育。根据地震资料可知，此等深海平原内堆积的浊流成因的沉积物厚度可达 1000 多米。太平洋由于海沟的阻隔，深海平原仅出现在靠北美大陆北端一侧。

2. 深海丘陵区

深海丘陵区（abyssal hill province）由高出深海平原不足 1000m 的小隆起群组成（图 6-3），小隆起的直径多小于 50km。深海丘陵区常位于深海平原和洋中脊翼部之间。这种地貌形态在太平洋内最发育，占其底部面积的 80—85%；大西洋和印度洋也很广泛。深海丘陵区的出现往往是由于基底的起伏所造成。深海丘陵区实质上是洋中脊的一部分，但它是形成在海水深度较大阶段，又因后来的沉积物的覆盖使地形起伏大为减小。

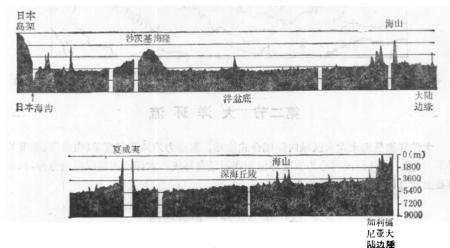


图 6-3 北太平洋地形剖面（Holcombe, 1977）[96]

3. 海山区

海山区（seamounts）是由高出洋底1000m以上的火山群组成(图6-4)，这种地形在洋盆底区广泛出现。海山呈锥形，坡角5—15°，常呈簇状或链状展布。海山呈链状是由于海底扩张过程中，板块在地幔内固定热点的上方连续向一方向移动所造成。海底火山升出海面就成为火山岛(如夏威夷群岛)。火山顶部露出海面或水深很浅都可受到侵蚀使山岭被夷平，以后又下沉而成为平顶海山（guyot)。如平顶海山顶部生长了珊瑚，又再继续下沉就形成为环礁。中太平洋分布有多组呈西北向延伸的平顶海山群。

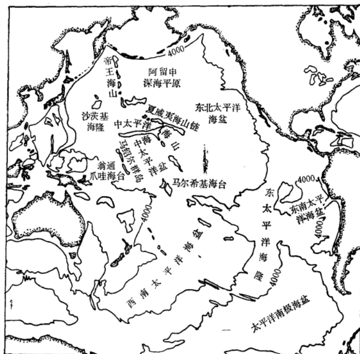


图6-4　太平洋地形图（McCoy，1985）[96]

第二节　大洋环流

大洋环流是海水在大区域内作闭合式流动，驱动力为风及密度差(由温度、盐度的差异所引起)。大洋环流可分为表层环流和底层经向环流。大洋环流造成洋盆分异，从而控制着生物、沉积物的特征及分布。

一、大洋水体的垂直结构

大洋中存在着五个主要水层：表层水、次表层水、中层水、深层水和底层水。部分表

层及次表层水为暖水（>10℃），其它皆为冷水（<4℃）。每一水层中又可分成不同的水团。表层水是指大洋表面数十至200m深度内的水层。受到大气的直接作用，特点是运动(海流、混合、波动)最强、变化最大(随时、空的变化而变化)。强烈的混合作用使表层水在垂向上趋于均匀。表层水的区域特征与海面区域气候特征一致。

表层水之下为次表层水，其间以明显的密度跃层（密度梯度极大的水层，最厚可达100m）隔开。次表层水的形成是由副热带（30°N 及 30°S；图 6-5）下沉的高盐水所形成，因为，此高盐水温度较高、密度较小，故只能在次表层扩散。次表层水只存在于南、北副热带范围内，下界深度是变化的，赤道附近为400m，副热带处最深可达700多米。

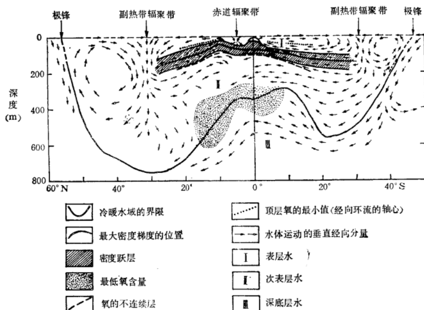


图 6-5 大洋暖水区的水体结构（Dietrich，1980）[88]

中层水是由南极、亚北极辐聚带下沉的海水所形成。因为来源区的降水量大大超过蒸发量，所以盐度较低（33.8‰）；由于温度较低（2.2℃），因此较次表层水具有更大的密度。南极表层水向北运动，在南极辐聚带下沉到800—1000m深度，向北扩散进入三大洋。

深层水是位于2000—4000m深度上的水层。由于大西洋的南极中、底层水都向北运动，就必然出现向南的补偿运动，形成深层水。北大西洋深层水（3.0—3.5℃，34.9‰）沿美洲大陆坡运动，并分别进入印度洋和太平洋，流速3—15cm/s。

底层水形成于南、北极的一些海区内。因结冰效应使海面生成密度最大的海水而下沉至海底成为底层水（0—-1℃，34.6‰）。南极底层水部分进入三大洋，成为世界大洋底层水的主要来源。北极底层水对世界大洋的影响较小，只有部分流进大西洋，更新了北大西洋的深层水和底层水。

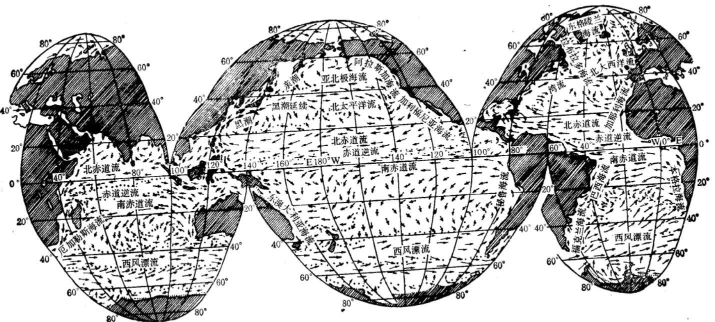


图 6-6　冬季大洋表层环流图（Cross, 1982）[22]

二、大洋表层环流

大洋表层的流场与上空的风场很相似，说明表层环流主要驱动力是风。各大洋的东南、东北信风带都发育了由东向西的东南、东北信风流(亦称南、北赤道流，图 6-6)。南、北半球的西风带各形成一支向东流的西风漂流，北半球称为北太平洋流、北大西洋流。赤道流、西风漂流和其间的西边界流(黑潮、湾流、巴西海流、东澳大利亚海流、厄加勒斯海流等)、东边界流(加利福尼亚海流、加那利海流、秘鲁海流、本格拉海流等)构成反气旋式(逆时针)及气旋式(顺时针)环流。在南、北半球的气旋、反气旋式环流之间存在着从西向东流的赤道逆流，它与南赤道流、北赤道流分别构成小的反气旋式和气旋式环流。太平洋、大西洋的亚北极海区，有由西风漂流和来自极地的海流组成的气旋式环流。在南半球亚极区，由于不受大陆阻挡，西风漂流环绕南极大陆流动，形成南极绕极环流。在南极大陆附近受极地东风的驱动形成东风漂流。各大洋的反气旋式环流都存在纬向不对称性：在大洋西部的被强化，成为狭窄、高速的强流，如湾流(墨西哥湾暖流)和黑潮；东部的流则为宽广、缓慢的弱流。

辐聚带系两种不同性质海水辐聚，产生下沉运动。在西风漂流区中存在辐聚带。北半球称西北辐聚带，由湾流、黑潮与南下的寒流相遇而成。南半球称南极辐聚带，环绕整个南极大陆。西风漂流和信风流之间为副热带辐聚带。赤道区有赤道辐聚带。在南极绕极流与西风漂流带之间形成辐散带。

三、底层经向环流

南、北极形成的密度较大的海水下沉到海底，从而形成了深层经向流。底层环流的驱动力是温、盐所引起的密度差，故属温盐环流。

南极底层水部分进入南极绕极流，同时有向北的分量分别进入三大洋。南极底层水在南大西洋是在西海盆中沿南美大陆坡向北流动(图 6-6)。在赤道附近，小部分进入东海盆，并由此向北、向南扩散，成为洋盆的底层水。其余大部分越过赤道向北运动，约在 24°N 附近与北大西洋底层水相遇，因其密度较北大西洋底层水大，便在 4000m 以下向北扩散。在太平洋底层水沿新西兰、汤加的东侧向北流。通过萨摩亚水道 (169°W, 10°S) 进入北太平洋。以后分为两支，一支在萨摩亚群岛和夏威夷群岛之间，在 4500m 以下向北流动，越过东太平洋海隆后转向南流。另一支进入北太平洋后向西北延伸。

北极底层水形成在格陵兰海，只有部分能通过冰岛两侧的法罗水道及丹麦海峡间歇性地溢出。从法罗水道溢出的北极底层水进入北大西洋东海盆，成为北大西洋的深层水、底层水。从丹麦海峡溢出的大部分进入西海盆，向南扩展，分布在南极底层水以上，沿着美洲大陆坡进入南大西洋。

第三节 远洋沉积物的分类及分布

远洋沉积物由生物组分(钙质及硅质)及非生物组分(陆源、自生、火山及宇源)组成，它

们的相对丰度是远洋沉积物分类命名的基础。这些组分的相对比例在时、空上有很大变化,反映了大洋环境的时、空变化。由于深海钻探提供了大量资料，近年来对远洋沉积的研究已不仅限于新生界沉积而扩展到白垩、侏罗系。

一、分　类

挑战者号的考察报告就对海洋沉积物进行过分类,分为远洋沉积(包括褐粘土及各类软泥)和陆源沉积(包括蓝泥、红泥、火山泥和珊瑚泥等)两大类。以后又有一些学者提出了另外的分类，其中影响较大的是 Shepard (1963) 的结构分类。此分类一直是我国海洋沉积物分类命名的基础。但近年来，国外文献上通行的结构分类多采用 Folk (1968, 1980) 的三角图(图 6-7)。

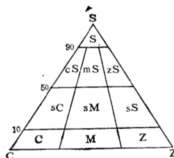


图 6-7　沉积物结构分类图
(Folk, 1980)[73]
S——砂; s——砂质; Z——粉砂; z——粉砂质; M——泥; m——泥质; C——粘土; c——粘土质

深海钻探计划 (DSDP) 实施过程中,沉积学专门小组 (SPPP) 曾拟定了关于远洋沉积的分类方案(图 6-8), 并于 1973 年为乔迪斯 (JOIDES, 地球深部取样联合海洋机构)采纳,在以后各航次中广泛使用,并修改提高。75 航次 Dean (1985) 等又提出了新分类，此分类中将过去划分生物软泥的骨屑含量 30% 改为 50% (图 6-9)。

1. 分类参数

DSDP 沉积物分类基于以下参数 (现场观察):

(1) 成分,根据肉眼和涂片的镜下观察对生物和矿物组分作半定量估计。

(2) 碳酸钙含量,现场测定碳酸钙的 Wt% (重量百分含量)。

(3) 生物 SiO_2 含量,现尚无简便的测定方法，是通过涂片统计出生物的近似体积百分含量。

(4) 结构,在涂片中测量、统计。

(5) 固结度,分为三级: (1)软,几乎无强度,用抹刀把压之易变形; (2) 结 (firm), 部分固结的软泥,抹刀口容易刮削或使其变形; (3) 硬,完全胶结的岩石。可根据固结程度对生物组分及非生物组分沉积物(岩)分别命名(表 6-1)。

(6) 沉积构造,根据肉眼及 X 射线照相来确定。

(7) 颜色,根据芒塞尔标准色码来描述。

2. 主要类型(根据 van Andel, 1983)[82]

(1) 远洋粘土,以陆源粘土、粉砂为主要组分 (> 60%)。与陆源粘土的区别是自生组分(钙十字沸石、铁锰氧化物等)及鱼骨的含量必须 >10%。与钙、硅质生物沉积的分界是含生物骨屑 <30%。

(2) 硅质生物沉积,含硅质生物骨屑 >30%。

1) 远洋硅质生物沉积,含硅质生物骨屑 >70%,根据固结度分为硅藻软泥及放射

表 6-1　沉积物按固结度的分类（van Andel, 1983）[82]

固结程度	生物组分为主		非生物组分为主
	钙　质	硅　质	
软	有孔虫软泥 超微化石软泥	硅藻软泥 放射虫软泥	粘土、粉砂、砂
结	有孔虫白垩 超微化石白垩	硅藻土 放射虫土	
硬	有孔虫灰岩 超微化石灰岩	瓷状岩* 燧石	砂岩、粉砂岩、页岩、泥岩等

* 瓷状岩(porcellanite)是由 porcelain（瓷器）一词演变而来。早期是指一种坚硬、致密的硅质岩，硬度、致密度均较燧石为低。此名词还可广泛用于不纯燧石岩、泥质岩等。深海钻探中采用此词是指有一定孔隙，二氧化硅矿物相主要为蛋白石 CT，致密度、硬度、纯度等均低于燧石的岩石。亦可根据其矿物成分译作方鳞蛋白岩。

远洋粘土 <30%硅质化石	自生组分较多	不常见	自生组分稀少	
>30%硅质化石 远洋硅质沉积 <30% $CaCO_3$	<30%粉砂及粘土 | >30%粉砂及粘土	过渡硅质沉积	>10%硅藻 | <10%硅藻	陆源碎屑沉积 火山碎屑沉积
>30% $CaCO_3$ 远洋钙质沉积	<30%粉砂及粘土 | >30%粉砂及粘土	过渡钙质沉积	>30% $CaCO_3$ | <30% $CaCO_3$	

图 6-8　JOIDES 沉积物分类表（van Andel, 1983）[82]

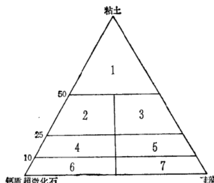
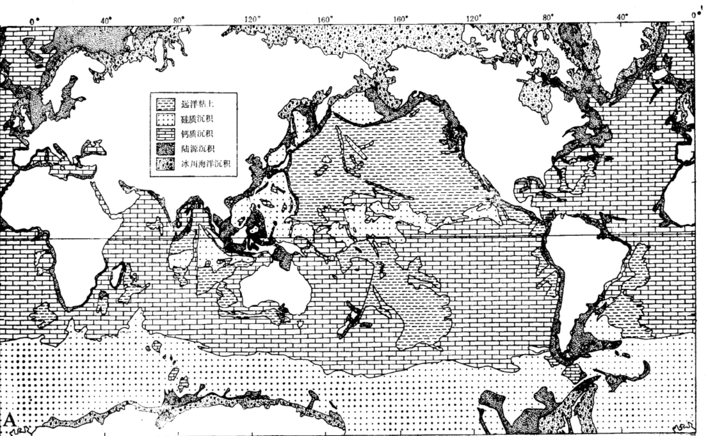


图 6-9　DSDP75 航次的沉积物分类方案举例（Dean, 1985）[67]

1——粘土；2——粘土质超微化石软泥；3——粘土质硅藻软泥；4——含粘土超微化石软泥；5——含粘土硅藻质软泥；6——超微化石软泥；7——硅藻软泥


0°
40°
80°
120°
160°
160°
120°
80°
40°
0°
远洋粘土
硅质沉积
钙质沉积
陆源沉积
冰川海洋沉积
A

虫软泥(软);瓷质岩及燧石(硬)。

2) 过渡型硅质生物沉积，含硅质生物骨屑30—70%，含粘土＞30%。

A. 含硅藻(放射虫)50—70%，分为泥质硅藻(放射虫)软泥(软)、泥质硅藻岩(硬)。

B. 含硅藻(放射虫)30—50%，硅藻(放射虫)质泥(软)、硅藻(放射虫)质泥岩。

(3) 钙质生物沉积，含钙质生物骨屑＞30%。

1) 远洋钙质生物沉积，含 $CaCO_3$ ＞60%，根据固结度分为有孔虫(翼足类、超微化石)软泥(软)、白垩(结)及石灰岩(硬)。

2) 过渡型钙质生物沉积，含 $CaCO_3$ 30—60%。分为泥灰质软泥(软)、泥灰质白垩(结)、泥灰质灰岩。

(4) 火山沉积，火山碎屑岩根据碎屑粒径划分为火山集块(＞64mm)、火山砾(2—4mm)及火山灰(＜2mm)。根据成分可划分为玻屑、晶屑和石屑。

(5) 特殊岩石类型，如蒸发岩、浅水石灰岩、结核、煤、黑色页岩、含金属泥等。

二、分　　布

大洋环境完全不同于大陆边缘，水深大、压力高、低温、环流格局稳定、水柱中 CO_2 含量随深度加大而增大、生物群落的纬度分带、贫陆源碎屑以及沉积速率极低等。这些因素控制着远洋沉积物的类型和分布。

远洋沉积物在世界大洋中的分布如图 6-10 所示。冰川海洋沉积出现在南、北极。硅质软泥呈连续带状(南大洋)或断续带状(北大洋)分布于高纬度区；赤道区也有这种沉积。褐粘土和钙质软泥占据了大洋的其余部分；决定这两类沉积的分布区域的因素是水深，钙质沉积出现在水深浅于 CCD* (约4000—5000m 深)的海域，而褐粘土则分布在 CCD

图 6-10　远洋沉积物分布图 (Couper, 1983)[59]

A——平面图；B——太平洋地层剖面图

* CCD——方解石补偿深度。

深度以下。

各类型沉积在三大洋的分布频率有很大差异（表 6-2）。大西洋钙质软泥的频率最高，太平洋最低，印度洋居中。硅质软泥的情况则相反。这种差异是由于各洋盆的环流格局不同所致。环流格局所引起的各洋盆间发生生物 $CaCO_3$、SiO_2 的分异作用称为洋盆间的分异作用（basin-to-basin fractionation）。北大西洋为逆河口型环流，深层水流出，浅层水流入（图 6-11）。这种环流体系，由于底层水外流而亏损营养元素；而且，底层水较年青并较充氧，对方解石趋向饱和，故促使碳酸盐沉淀。逆河口型环流体系的形成是由于海水受到过量蒸发，使盐度大为升高而不能外流。太平洋属河口型环流，浅层水流出，深层水流入。由于上升流增强，使此体系表层水富含营养盐，而底层水因年龄较老而富含 CO_2（由于深海生物的代谢作用），因此倾向于对方解石不饱和。表层水肥度增加，有利于硅质生物生产力的提高，而富含 CO_2 的底层水也有利于硅质碎屑的保存；故太平洋硅质沉积的频率较高。

表 6-2　各类型远洋沉积物在诸大洋中的分布频率（Berger, 1976）[69]

沉积物类型	面积频率（%）			
	大西洋	太平洋	印度洋	总计
钙质软泥*				
有孔虫软泥	65.1	36.2	54.3	47.1
翼足类软泥	2.4	0.1	—	0.6
小计	67.5	36.3	54.3	47.7
硅质软泥				
硅藻软泥	6.7	10.1	19.9	11.6
放射虫软泥		4.6	0.5	2.6
小计	6.7	15.7	20.4	14.2
褐粘土	25.8	49.1	25.3	38.1
大洋面积(%)	23.0	53.4	23.6	100.0

* 钙质软泥中应有一部分属超微化石软泥。

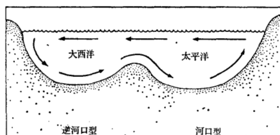


图 6-11　大西洋、太平洋的逆河口型（富含 $CaCO_3$）、河口型（富含 SiO_2）环流体系（Kennett, 1982）[88]

与陆隆毗邻的深海平原往往为浊积物所覆盖，厚可达 1000m。浊积物主要分布于大西洋。西北大西洋哈特勒斯深海平原有 1000km 长，150—300km 宽，浊积物经哈特勒斯峡谷运入。峡谷口附近为砂质浊积物；随着离峡谷的距离增大，变为浊积粉砂。

第四节 钙质生物沉积

含 $CaCO_3$ > 30% 而陆源粘土、粉砂含量 <30% 的远洋沉积物称为钙质生物沉积。因固结度的不同又可分为钙质软泥、白垩和石灰岩。钙质软泥 (calcareous ooze) 分布最广泛，约覆盖洋底面积的 47.7% (表 6-2, 图 6-10)。

一、类 型

钙质软泥的类型根据生物门类来划分，主要有有孔虫软泥、钙质超微化石软泥及翼足类软泥。它们之间并存在着过渡类型，如有孔虫超微化石软泥和翼足类有孔虫软泥等。钙质软泥的粒度决定于组成生物骨屑的粒径，有孔虫软泥粒径约 0.01—0.25mm，超微化石软泥粒径为 0.002—0.01mm (图 6-13)。

1. 有孔虫软泥

有孔虫软泥主要由浮游有孔虫壳组成(图 6-12)，壳体的直径多约 0.05—1.0mm。按

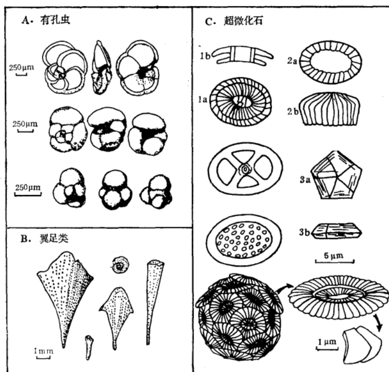


图 6-12 组成钙质软泥的常见钙质生物

(a——横切面，b——纵切面)

面积计算，钙质软泥中 98.7%为有孔虫软泥*；但实际上，有一部分属超微化石软泥。大洋沉积物中常见的浮游有孔虫主要生活在 100m 深度以内，它们的分布明显地受水温(即纬度)控制，常见的 40 个属有 23 个生活在赤道。Be (1977) 曾将世界大洋表层的浮游有孔虫分为三区、五组合： 冷水区 (21%，北极-南极组合、亚北极-亚南极组合)、过渡区(17%) 及暖水区 (62%，副热带组合、热带组合)。暖水区占大洋面积的 2/3，以 18℃ 等温线为外边界。有孔虫遗体在海底的分布基本上反映了水体中活体的分布格局。常将有孔虫软泥的地理分布作为恢复古环境的依据，还可凭借有孔虫的演化及同位素组分再造古海洋学参数。

图 6-13 大洋沉积物主要组分及类型的粒径范围

2. 钙质超微化石软泥

钙质超微化石软泥又称颗石软泥 (coccolith ooze)，是主要由金藻门钙板金藻科(或称颗石藻科)的颗石 (coccolith) 组成的软泥(图版 IV-3)。钙板金藻属浮游单细胞藻类，细胞膜外包有若干 (20—150 个)椭圆状、椭球形、圆形，直径 1—20μm 的钙质小板(即颗石)。颗石可连接成近似球形的硬蛸，称为颗石球。钙板金藻死亡后颗石脱落，成为超微化石(图 6-12)。根据 McCoy (1985) 的资料，北太平洋 (40°N 以南)中、西部钙质超微化石较富集，特别是在 0—10°N 范围内，颗石在沉积物中含量可达 30—60%，故部分属超微化石软泥(图 6-14)。

钙板金藻依靠光合作用而生存，因此，都生活在 200m 以内的透光层内。死后必须通

* 钙质软泥的此频率是较早 (1976) 的资料，新的成果显示，超微化石在钙质软泥组分中含量亦很高，故有一部分属超微化石软泥。

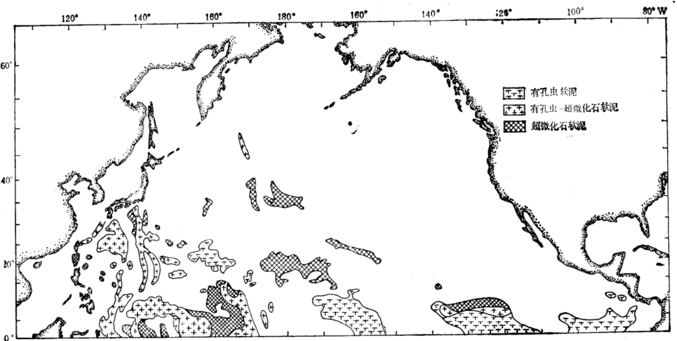


图 6-14　北太平洋钙质生物沉积的类型（McCoy，1985）[90]

过几千米的水柱才能沉落海底。由于颗石很小，沉速为 1—1.6μm/s (4—18℃)，沉到 5000m 的深洋底需 50—150a。在此漫长的沉降过程中海流可将它们带到远离生长区的水域；但实际上，颗石在洋底的分布很接近在表层水体中的格局(在 200km 内)。另外，由于沉降很慢，应在水柱中大量溶解而不能达到深洋底，但实际情况并非如此，仅有 8% 溶解掉。原因是颗石大多被浮游动物吞食，包裹在粒径约 0.1mm 的粪粒中排出。粪粒中的颗石只需 22—100d 就能沉到海底。又因为这种颗石包裹了一层有机粘液而不易溶解。Honjo (1976) 测量了赤道中太平洋区颗石碳酸钙的沉积速率为 $9.6g/m^2 \cdot a$，软泥密度为 $1.5g/cm^3$，则每千年的沉积速率是 0.6cm。此数值与深海钻探岩心中所获得的资料接近。

深海沉积物中的钙质超微化石极少能保持原始状态，一些主要属种发生溶蚀，另一些再生长大。埋藏前，随水深增加溶蚀也越益显著。埋藏后，部分溶蚀作用仍能继续进行，但很快就会受到抑制，除非溶解的钙能被排出此体系(扩散走或发生沉淀)。

3. 翼足类软泥

主要由浮游软体动物的翼足类壳体组成。翼足类可占沉积物总量的 30—40%，其余的则为有孔虫。翼足类是主要生活于热带、副热带的浮游腹足类。壳体长 0.3—10mm，最长可达 28mm。形状有螺旋锥状，盘旋状、长锥状等(图 6-12)。大多数属生活在 1—200m 深的水层内，有少数深层属可生活在 500m 以下的水层中。翼足类壳由文石组成，文石质壳很易溶解，补偿深度也浅得多，故翼足类软泥仅局限于较浅的热带海底(图 6-10)。在大西洋分布于深度小于 2500m 的洋底，在太平洋要更浅些。大西洋热带水域约有 $1.5 \times 10^6 km^2$ 的翼足类软泥，占大西洋面积的 2.4%，主要分布于地形隆起处，如中大西洋洋中脊。虽然翼足类从始新世至现代都有，但在前第四系沉积物中很少保存，因为易溶解而消失。

二、沉 积 构 造

远洋碳酸盐沉积中的主要沉积构造是韵律性水平层理，单层厚数毫米至数厘米，甚至数十厘米。引起韵律形成的因素为陆源碎屑输入量、表层生产力、溶解速率及底流流速。单层几十厘米厚的大型韵律层理是远洋碳酸盐沉积的重要特征，由富粘土和少粘土的白垩层组成。每一韵律的历时约 20000—100000a。

在钙质软泥中常出现底内动物痕迹化石，如针管迹、均匀迹、螺旋迹等。

三、溶跃面及方解石补偿深度

1. 溶跃面

钙质生物骨屑沉落至大洋深部将发生溶解。由于碳酸盐在大洋中溶解速率随深度而增加，当达到某一界面其溶解速率梯度急剧变化，此界面称为溶跃面 (lysocline，图 6-15)。到某一深度方解石壳体的沉降速率等于溶解速率时，此界面即为方解石补偿深度 (CCD)。在溶跃面与补偿深度之间 $CaCO_3$ 碎屑将遭受明显的溶蚀、破坏，但不会完全溶解，此范围称补偿带。实践中常以沉积物壳体保存完好和部分溶解的界面作为溶跃面，如

有孔虫溶跃面通常取 50% 溶解损失量作为标准。各类生物骨屑的矿物成分不同，个体大小有差异，故溶解速率也不同，因而溶跃面的深度也各异。在讨论溶跃面时必须说明是何种生物的或矿物的，如翼足类溶跃面、有孔虫溶跃面、超微化石溶跃面及文石溶跃面等。翼足类的与文石溶跃面相当，有孔虫的与方解石溶跃面接近。碳酸盐溶跃面是根据碳酸盐含量的突变界线来确定，有孔虫溶跃面与碳酸盐溶跃面接近。

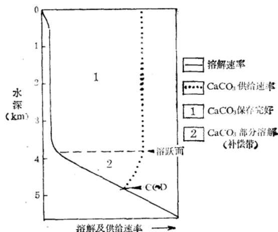


图 6-15　大洋水柱中钙质壳体的溶解模式（Berger, 1981）[69]

控制溶跃面位置的主要因素是深层及底层水的性质。西北大西洋深层水的溶跃面最深(最大达 5km)；北太平洋氧含量低(因此 CO_2 含量高)使溶跃面变浅 (2.2—4km)，且不清晰(图 6-16)。

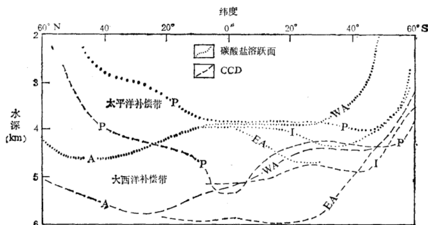


图 6-16　各大洋的溶跃面及 CCD 的位置（Barron, 1981）[69]

P——太平洋；A——大西洋；EA——东大西洋；WA——西大西洋；I——印度洋

2. 方解石补偿深度 (CCD)

Murray 和 Renard (1873) 早注意到，在水深大于 4500m 的海域碳酸盐近乎消失，并认为是选择溶解的结果。方解石补偿深度(或碳酸盐补偿深度)在大部分海域就是钙质软泥与褐粘土或硅质软泥的分界线。补偿深度也应分别称为有孔虫补偿深度 (FCD)、超微化石补偿深度 (NCD)、文石补偿深度 (ACD) 等。各种生物骨屑及碳酸盐矿物的补偿

深度由浅至深的排列顺序是 PCD（翼足类）、ACD（文石）、FCD（有孔虫）、NCD（超微化石）及 CCD（方解石）。

CCD 在各大洋的值是不同的（图 6-17），三大洋中以太平洋为最浅（大部分 < 4.5 km）、大西洋最深（>5km），印度洋居中（>4.5km）。各大洋的高纬度区 CCD 最浅，为 3—4km，赤道地带最深达 5—5.5km。

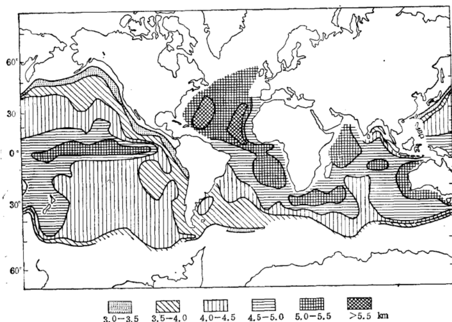


图 6-17 各大洋方解石补偿深度的变化（Anderson，1985）[50]

决定大洋中 CCD 位置的主要因素是钙质骨屑的溶解速率和供给速率。骨屑的溶解速率首先与特定海水中的 $CaCO_3$ 饱和度（Ω）有关：

$$\Omega = \frac{([Ca^{2+}][CO_3^{2-}])_{\text{特定海水}}}{([Ca^{2+}][CO_3^{2-}])_{\text{饱和 } CaCO_3 \text{ 海水}}}$$

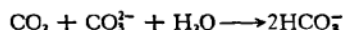
由于不同海域中 Ca^{2+} 浓度随温、压、盐的变化不大（仅 1%），而且与 $CaCO_3$ 平衡的海水中 Ca^{2+} 含量与实际海水中的含量相同，因此，上式可简化为：

$$\Omega = \frac{[CO_3^{2-}]_{\text{特定海水}}}{[CO_3^{2-}]_{\text{饱和 } CaCO_3 \text{ 海水}}}$$

该式说明，特定海水中 $CaCO_3$ 饱和度只是其中 CO_3^{2-} 浓度与实验室饱和 $CaCO_3$ 海水中 CO_3^{2-} 浓度的比值，即 CO_3^{2-} 浓度决定着各海区 $CaCO_3$ 饱和度。在 CO_2-HCO_3^--CO_3^{2-} 体系中，温度升高解离常数增大，将增加 CO_3^{2-} 在总碳中的比重。大洋的水温变化范围为 1℃（深层水和极地水）至 30℃（热带表层水）。平均水温为 24℃ 的热带表层水中的 CO_3^{2-} 的饱和浓度比极地表层水（平均水温约 2℃）的相应浓度高 20%。

压力增大使深层水总溶解碳增加，但 CO_3^{2-} 的浓度却只有冷表层水的 1/2。这是由于

有机体氧化而溶解的 CO_2 比骨屑 $CaCO_3$ 溶解释放的 CO_3^{2-} 多，过量的 CO_2 和 CO_3^{2-} 结合生成 HCO_3^-：



$$CO_2 + CO_3^{2-} + H_2O \longrightarrow 2HCO_3^-$$

由于 CO_3^{2-} 减少，使深层水的 $\Omega < 1$，为不饱和，$CaCO_3$ 骨屑溶解。无论是方解石或文石：在 500atm（5000m；2℃）下的溶解度几乎是 1atm（2℃）的 2 倍。由于 1000m 以下的水温很少变化，因此，深层水中 $CaCO_3$ 溶解度的变化完全受压力(即水深)所控制。

使颗粒溶解速率降低的其它因素还有：颗粒具有保护性有机膜；以特殊吸附形式存在的 PO_4^{-3} 的抑制效应；与沉积物接触的底层水内饱和层的扩散速率。

影响钙质骨屑供给速率的因素是生物生产力和环流等。

四、影 响 因 素

影响钙质软泥分布格局的最重要因素是生物生产力、骨屑的溶解作用，其它沉积的稀释作用及全球性气候、环流的变化。

(1) 生物生产力

钙质软泥的组分主要来自表层水体中的浮游有孔虫、超微生物的残骸。因此，这些生物的生产力控制着物源供给量。生产力主要受表层水体的水温和肥度所控制，这些又与纬度、气候带、大洋环流有关。钙质浮游生物生产力集中在低纬度的暖水区，故现代远洋碳酸盐相的分布限于南、北纬 60° 以内；白垩纪可能更广些。另外，大陆边缘和大洋辐散区的上升流带生产力也很高，而在大型反气旋式环流中心最低。

(2) 生物骨屑的溶解作用

碳酸盐沉积物的堆积速率也是溶解速率的函数。骨屑的保存程度决定于 CCD 的位置，CCD 以下钙质沉积完全消失。

(3) 其它远洋沉积的稀释作用

远洋生物沉积被陆源物质稀释的程度主要决定于生物组分的供给速率、距大陆的远近、局部地形、纬度，特别是与气候及风向有关的参数。位于西北非滨外的北大西洋海盆由于受信风的影响，在远洋碳酸盐中即包含有大量风成粘土和细粉砂石英。

(4) 全球性气候、大洋环流及远洋沉积模式的变化

长柱样或 DSDP 样揭示，钙质沉积层常与贫钙质层组成韵律层理，这反映了表层碳酸盐生产力、底层水对碳酸盐的溶解能力及陆源稀释程度等参数的韵律性变化。碳酸盐含量的变化趋势与全球气候变化（冰期-间冰期的交替）的特点相一致(图 6-18)，全球性气候变化引起大洋水体的化学性质、环流、陆源物质输入量及生物群落和生产力的变化，从而影响远洋沉积物的类型，并使远洋相发生迁移。

五、沉积速率及成岩作用

1. 沉积速率

现代钙质软泥的沉积速率可相差一个数量级（图 6-19），为 10—100mm/10^3a，平均约 30mm/10^3a，属极低沉积速率。沉积速率的变化主要决定于碳酸盐的溶解速率和供给

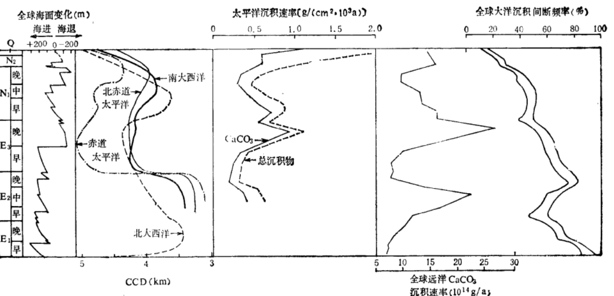


图 6-18 新生代时期海平面、平均 CCD、沉积速率及沉积间断的全球性变化 (Scholle, 1983)[117]

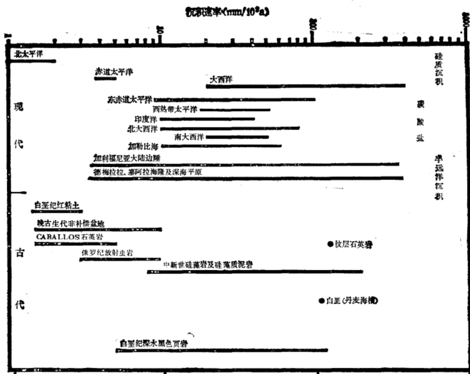


图 6-19　现代远洋沉积的沉积速率（Scholle 等，1983）[117]

速率之间的平衡关系。对白垩纪沉积的压实效应进行修正后发现，那时的远洋碳酸盐的沉积速率的变化范围和平均值都和现代的相似。

2. 远洋钙质软泥的成岩作用

远洋钙质软泥在很大面积内都是均匀的，由于处在浪基面以下，动物群和沉积环境很少变化。与现代浅水灰泥不同，远洋软泥多由低镁方解石组成，在海水和淡水中均是稳定的。由于形成在深海，在早期成岩阶段很少暴露在大气中，只在埋深较大时才发生明显的石化和孔隙度降低。软泥的原始孔隙度约 70%，在埋藏初期水被挤出，一些颗粒重新定向和变形。到 1km 深后，孔隙度减少到 40%，形成比较稳定的支架，可抵抗进一步的机械压实。化学压实也发生在较深部，$CaCO_3$ 从压力较大处迁移到压力较低处，如由颗粒接触处转移到粒间孔隙内，使软泥被胶结。软泥石化变为白垩，最后成为石灰岩。

陆架边缘的文石质沉积可被浊流运至洋盆的文石补偿深度以下，埋藏后短期可被 $CaCO_3$ 胶结而石化，这些 $CaCO_3$ 来自文石颗粒的溶解。

第五节　硅质生物沉积

远洋硅质沉积是含生物骨屑 50% 以上，而硅质生物遗骸 >30% 的沉积物。根据固

结度的不同而分别称为：硅质软泥、硅藻土、放射虫土、瓷质岩及燧石。硅质软泥（siliceous ooze）主要由硅藻、硅鞭藻、放射虫及硅质海绵等浮游生物残骸组成，矿物成分为蛋白石(非晶质 SiO_2)。根据生物的类型将硅质软泥分为硅藻软泥和放射虫软泥。硅藻软泥粒度多为 0.002—0.010mm，放射虫软泥 0.002—0.005mm。

一、硅质微体化石

分泌二氧化硅构成其细胞壳壁、骨骼的海洋生物有硅藻、硅鞭藻、放射虫和硅质海绵。

1. 硅藻

硅藻是硅质软泥的最主要组分，也是海洋浮游植物的主体。硅藻大多为单细胞，细胞

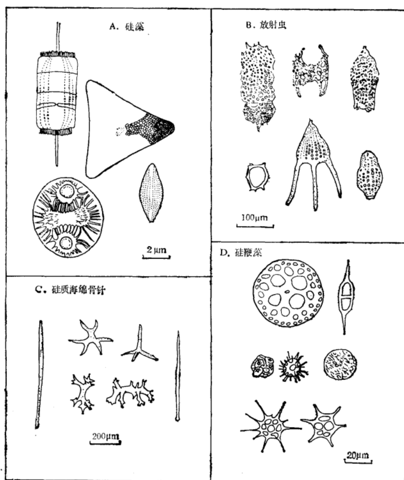


图 6-20　组成硅质软泥的硅质生物

壳壁由果胶质及硅质(非晶质 SiO_2) 组成。一般营浮游生活,也有底栖生活的。硅藻是初级生产力的指标，分布很广，极区水柱中悬浮颗粒状二氧化硅中的99％是硅藻,估计硅藻每年从表层海水中萃取的二氧化硅为25×10^{15}g, 约有 $(0.75—1.23) \times 10^{15}$g 沉积在海底。

硅藻门有两个纲: 中心纲和羽纹纲,中心纲多呈圆盘、圆柱形(图 6-20),壳面有放射状或同心状花纹,大多数浮游硅藻属此纲。羽纹纲呈线形、舟形、菱形、棒状，壳面花纹沿中心线呈羽状,左右对称。羽纹纲硅化作用更强，易保存为化石。底栖属种多为羽纹纲,但南极的羽纹纲为浮游,且属种特多。 硅藻为单体或群体，单体大小为 0.002—2mm, 多为 0.01—0.1mm, 链状群体可很长。

高肥力水团,特别是高纬度区和沿岸上升流区硅藻特别富集。

2. 硅鞭藻

为单细胞浮游植物,属金藻门,具有二氧化硅的骨架，是硅质软泥中的次要成分。骨架呈椭圆形、方形、菱形、三角形和多边形等。个体直径为 0.01—0.1mm。 在现代沉积物中最重要的仅两个属: 网硅鞭藻 (*Dictyocha*) 和六角硅鞭藻 (*Distephanus*), 它们分别是暖水种和冷水种的代表。在硅质沉积中硅鞭藻经常出现,因为易于保存。个体微小,亦称硅质超微化石,在地层和古生态研究方面有一定的意义。

3. 放射虫

放射虫属原生动物门肉足虫纲的辐足亚纲。其中等辐骨放射虫目的骨架由硫酸锶组成,对于海洋中锶、钡的地球化学循环有重要意义。多囊放射虫目的骨骼由非晶质二氧化硅组成，是海洋硅质沉积的主要成分。 骨架呈球形、环状或帽状(图 6-20)。放射虫多为单体，个体大小 0.05—0.4mm; 少数为群体。 放射虫主要生活在热带表层水体 (50—200m) 内,但在亚极区、极区也有一定的丰度(表 6-3)。 由于放射虫数量、属种较多,骨架坚固,易于保存,在生物地层学和古生态学方面有重要意义。 Caulet (1975) 分析了大西洋两个柱样的放射虫和颗石,求得的 18 万年以来气候变化曲线，和根据有孔虫所得出的结果一致。

表 6-3 硅质生物的平均频率 (Emery 等， 1984)[68]

悬浮体中活生物	南 极 区	热 带 区	悬浮体中活生物	南极区	热带区
	颗粒数%			重 量 %	
硅　藻	95.0	54.0	硅　藻	99.8	19.0
硅 鞭 藻	0.6	15.0	硅 鞭 藻	0.1	1.0
腰鞭毛藻	4.0	0.3	腰鞭毛藻	0.01	0.01
放 射 虫	0.001	31.0	放 射 虫	0.05	80.0

二、分　布

现代大洋中的硅质软泥主要有三带,即太平洋赤道带;环北极的不连续带以及环南极的连续带(图 6-21)。 此外,各大洋东侧的沿岸上升流区也有硅质沉积发育。极区以硅藻

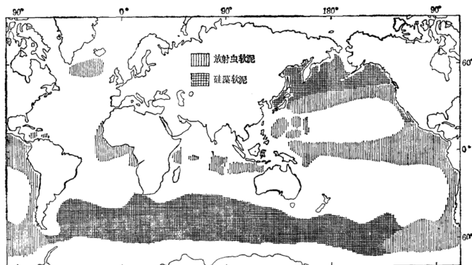


图 6-21 硅质沉积的分布格局 (Kolla, 1981)[69]

软泥为主；赤道及上升流带为放射虫软泥，北太平洋亚极区及南极靠南美部分亦有放射虫软泥分布。

南极辐聚带以南的辐散区是生物 SiO_2 沉积速率最高的区域 (0.02g/cm²·a)。由于来自南极的强风把表层水体吹向北，使富含营养盐的中层水上升，故生物生产力很高。硅质沉积带宽 900—2000km，此带的北部边界与南极辐聚带一致。大洋中硅质软泥的 75% 堆积在这一区域，硅藻残骸可占沉积物总重的 70%。北半球的高纬度区，沉积物中生物 SiO_2 的浓度较南极附近的低得多，可能是因为陆源沉积的稀释作用。北太平洋中纬度区分布了放射虫软泥(图版 IV-4) 带，是因为黑潮及北太平洋流的影响。

赤道区表层水体的辐散导致了广泛的上升流，故水体肥度高，生物生产力增高。硅质物质以放射虫骨屑为主，但沉积速率比高纬度带要低得多，仅 0.0089g/cm²·a。由赤道带向北、向南过渡为褐粘土，是因为进入中部反气旋式环流区，生产力下降，同时水深较大，增强了骨屑的溶解作用所致。大西洋赤道带缺乏硅质沉积是由于逆河口型环流及钙质软泥的稀释作用。但在早第三纪古新世早期，由于巴拿马地峡的张开，使富营养盐的太平洋底层水进入大西洋赤道带，而出现硅质沉积。

大洋东侧的沿岸上升流带出现较高速率的生物 SiO_2 沉积作用，以加利福尼亚湾沉积速率最高，可达 0.089g/cm²·a，比南极辐聚带还高得多。上升流区的硅质沉积为放射虫软泥。由于分布面积小，虽沉积速率高，也只占此类沉积总量的 10%。

三、影 响 因 素

影响硅质软泥形成的主要因素与钙质软泥一样，也是骨屑供给量和溶解作用。生物

从大洋水体中萃取的 SiO_2 量大大超过河流输入量，故现代大洋水对非晶质 SiO_2 不饱和。生物 SiO_2 的溶解主要发生在表层水体中(图 6-22)，绝大部分硅质生物在死后立即溶解。向深处压力渐增高、温度降低，溶解度也逐渐减小，而钙质骨屑则相反，故硅质软泥主要分布于方解石补偿深度以下的海底。最后，只有 3% 的硅质骨屑能进入沉积物中。

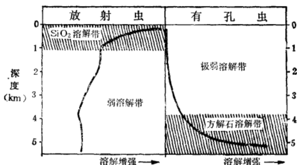


图 6-22 放射虫和浮游有孔虫的溶解剖面 (Berger, 1976)[49]

影响硅质软泥分布的另一重要因素是海水中溶解二氧化硅的格局，生物循环对其有决定性的影响。生物生命活动从水体中萃取溶解 SiO_2，大部分硅质壳又在水柱中溶解发生再循环；这两个过程控制着溶解 SiO_2 在大洋中的垂直分布。溶解 SiO_2 的地理分布也与大洋的水动力条件有关 (上升流、湍流扩散)，因为这又控制着生物生产力。现代河流输入、间隙水释放以及海底火山活动所提供的 SiO_2 均只起着很小作用。估计每年由海洋生物萃取 SiO_2 的量为 250×10^8t/a，其中有 97% 的生物 SiO_2 在沉降过程中又溶解了；因此，只有 7.5×10^8t/a SiO_2 沉积在海洋沉积物表层。溶解 SiO_2 在海洋中滞留的时间约为 250 年。

溶解硅在表层水中浓度的变异与大陆泄水和富硅次表层水的上涌有关。受大陆径流直接影响的沿岸水含溶解硅的最大浓度为 100—200 μg/l，而开阔大洋表层水中较低，赤道区约为 50 μg/l 以下。上升流区及南极辐聚区可高达 1000 μg/l。

深层水中溶解 SiO_2 浓度比表层要大得多，不同纬度的深层水的浓度有很大变化，北大西洋为 300 μg/l，赤道大西洋为 2000 μg/l，南极附近则达到 3500 μg/l。太平洋也有类似的格局。

四、成岩变化

深海钻探的 40% 钻孔中存在生物硅质沉积的成岩产物——瓷状岩及燧石，它们多产于洋底以下数百 m 深的沉积层中。

生物硅质沉积的组成矿物是蛋白石 A。蛋白石 A 为高度无序、X 射线非晶质的蛋白石，其 X 射线衍射谱仅在 4.1 Å 附近有一宽峰。在成岩过程中，蛋白石 A 转变为蛋白石 CT (是 α 方英石和 α 鳞石英的无序混层矿物，含水量 < 13%，X 射线衍射谱的特征是在 2.5，4.1，4.3 Å 附近有宽峰) 及石英，硅质软泥也转变成瓷质岩 (由蛋白石 CT 组成) 和燧石 (由石英组成)。燧石及瓷质岩呈结核状、层状。与石灰岩共生的多呈结核状。晚第三纪以来的生物硅质沉积多未发生成岩转变，但南极附近沉积速率高的硅藻软泥部分已转变为瓷质岩。

早第三纪、白垩纪的生物硅质沉积的成岩产物通常呈结核状、透镜状、条带状的燧石

或瓷质岩，或呈分散的胶结物(蛋白石 CT 及石英)分布于石灰岩或放射虫泥岩中。

影响成岩变化的因素很多，但主要是时间和温度。实验表明，温度增高能促进蛋白石向石英转变。现代热流值高的地段，蛋白石 A 转变为蛋白石 CT 所经历的时间短。硅质沉积的成岩变化也取决于所处的地质构造环境和海洋环境。西北太平洋两钻孔 303，305 (现位于 40°N) 在早白垩纪 (120Ma 前) 靠近赤道，沉积了放射虫软泥。沙茨基海隆上的 305 孔，在 120Ma 以来都处于 CCD 以上 (图 6-23)，故硅质软泥上又堆积了很厚的钙质

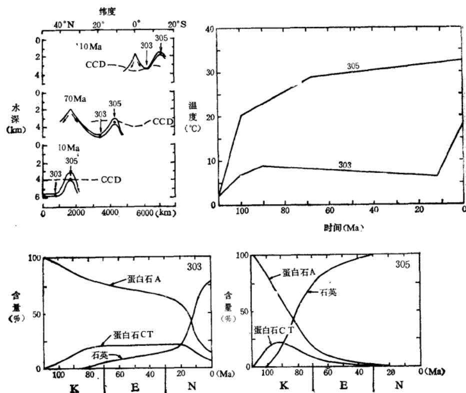


图 6-23　西北太平洋 303、305 站硅质沉积的成岩变化 (Lancelot, 1981)[49]

A——构造及海洋环境特征；B——热流值变化；C——303 站的成岩变化历史；D——305 站的成岩变化历史，Ma——百万年

软泥。303 孔所在的区域一直处于沉降的洋盆内，在 CCD 以下，沉积速率很低。两站位与沉积速率有关的热流值有很大差异 (图 6-23B)，305 站的蛋白石 A 的成岩变化必然较 303 站的要迅速得多(图 6-23C，D)。305 站的早白垩纪的蛋白石 A 在早第三纪时大部已转变为由石英组成的燧石；而 303 站的直到晚第三纪中期仅少部分转变为蛋白石 CT 及石英。

第六节 褐 粘 土

由陆源粘土、粉砂组成的远洋沉积物称为远洋粘土（pelagic clay）或褐粘土（brown clay）。挑战者号考察者（1891）首先命名此类型沉积物为红粘土（red clay），虽然其颜色主要为褐至红褐色，但红粘土一词仍应用很广。

褐粘土主要成分为粘土矿物、石英和长石并含有自生组分（钙十字沸石及 Fe、Mn 氧化物等）、宇宙球粒及生物组分。平均粒径 < 0.005mm，> 0.004mm 的粒组 $< 25\%$。

一、组 分

1. 粘土矿物

褐粘土中最主要的组分是粘土矿物，含量可高达50—70%。粘土矿物的粒径细小，平均仅 0.001mm。粘土矿物由伊利石、高岭石、绿泥石、蒙皂石族矿物及其混层矿物组成。前三者为陆源成因，后者主要是海底火山喷发物的海解产物。北太平洋是以伊利石及蒙皂石为主的褐粘土。中央部分蒙皂石较次要（20—30%）。边缘火山活动较强烈，蒙皂石

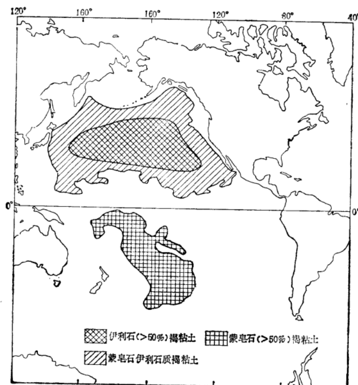


图 6-24 太平洋褐粘土的类型

与伊利石的量相等（30—50%）。南太平洋则为蒙皂石褐粘土（图 6-24）。

伊利石是现代大洋中分布最广的粘土矿物，北半球的丰度明显高于南半球。在北太平洋 20—40°N 有一宽阔的伊利石高含量带，可能是气流从欧亚大陆搬运来的。K-Ar 测年资料表明，伊利石年龄因地而异，有的早于洋盆，达数亿年，这也证明系陆源成因。

蒙皂石是以蒙脱石为主的矿物族，此种矿物在现代大洋沉积物中多与钙十字沸石、基性斜长石、火山玻璃共生，说明是海底火山喷发物就地海解而成，故应属自生成因。南太平洋是蒙皂石最富集的海区，尤其在有强烈火山活动的东太平洋海隆，丰度可达 70% 以上。因此，蒙脱石可称为火山型粘土矿物。

2. 碎屑石英、长石

褐粘土中石英含量 5—30%，粒径 0.001—0.01mm。太平洋褐粘土中碎屑石英含量在北部较高（平均为 10%），南部很低（平均 4%）。这正和陆地汇水区面积与大洋面积之比一致，南部大洋周围陆地很少故比值低，石英含量也低；由此可看出，石英是陆源成因。太平洋褐粘土中石英的丰度表现了明显的纬度分带性，北太平洋内的最高频率带位于北回归线附近的干燥气候区。此带内的石英均匀地分布在大洋的边缘到中心，显然是被风从沙漠区运入大洋的。另一证据是，北美上空尘埃中的石英质点与北太平洋沉积中的石英具有相似的粒度。

南太平洋褐粘土中石英的高丰度带位于 40°S 以南，其与澳大利亚沙漠上空尘埃中的石英质点具有相似的粒径，同时石英中氧同位素值（$\delta^{18}O=12.1—15.1‰$）与澳大利亚、新西兰土壤中石英的值（$\delta^{18}O=12.9—15.4‰$）相近。因此认为可能是来自澳大利亚的风力搬运的产物。但并不能排除南美沙漠区的供给以及来自南极大陆的冰筏搬运。

南、北太平洋沉积中的石英具有不同的同位素组分，北太平洋中的 $\delta^{18}O=16.6—18.0‰$，而南太平洋的要低一些（$\delta^{18}O=12.1—15.1‰$）。因为火成岩中的石英的 $\delta^{18}O=8—13‰$，而石灰岩内的石英的 $\delta^{18}O=25—37‰$；故太平洋中的石英应是二者的混合物。根据计算，北太平洋应是 2.4（高温石英）与 1（沉积石英）相混合的结果：

$$(2.4 \times 11‰ + 1 \times 31‰)/3.4 = 17‰$$

故南太平洋石英则为 6.7（高温石英）与 1（沉积石英）相混合的产物：

$$(6.7 \times 11‰ + 1 \times 31‰)/7.7 = 13.6‰$$

南太平洋沉积中的石英主要来自澳大利亚的老结晶岩，而北太平洋的石英中则有 32% 的来自沉积石英。

长石在褐粘土中亦广泛出现，但有两种来源：陆源及海底火山活动。来自陆源的多为酸性斜长石及钾长石（钾微斜长石及正长石）；来自海底火山喷发的则多为斜长石（更长石—培长石）。

北太平洋褐粘土区由边缘到中心长石的频率比较一致，为 10—20%，在 0.002—0.02mm 的粒组中与石英含量呈正相关。同时，在北美上空采取的气溶胶样品中的石英/长石比值与北太平洋沉积物中的比值一致，因此认为和石英一样是由风力搬运入北太平洋的。南太平洋长石含量虽也较高，但却以中、基性斜长石为主，故与北太平洋的来源完全不同，是海底火山成因。

石英/长石的比值可以指示陆源区岩石化学风化的程度，对于大洋沉积来说还反映了

火山源物质的强度。在平均岩浆岩中石英/长石 = 0.41，平均沉积岩中此值 > 1。北太平洋西侧岛弧地区火山发育，故石英/长石 < 1，而北太平洋中部和其上空的气溶胶一样，石英+长石总量 > 30%，石英/长石 = 1—3；故也证明是陆源物质。南太平洋正相反，石英/长石普遍 < 1。

（三）自生组分

远洋粘土中的自生组分主要为沸石、铁锰结核及重晶石等。沸石中以钙十字沸石和斜发沸石为主，局部含量可 > 10%（可参与命名），有时可高达 50%，已成为粘土沸石岩。钙十字沸石多呈自形长柱状、十字状及多连晶。大洋钙十字沸石较基性，Si/Al = 1.3—2.4，$Na_2O > K_2O$；而湖相钙十字沸石 Si/Al = 2.6—3.4，$Na_2O < K_2O$。沸石是基性火山灰的海解作用产物，故常与蒙皂石类粘土矿物共生，也多富集在火山活动地区，如东太平洋海隆。

自生铁锰结核富集于褐粘土区。铁锰结核是由锰氧化物（钙锰矿和水钠锰矿）和铁氧化物（针铁矿、纤铁矿）组成的团块（直径 0.5—3cm）。它们是海水（或孔隙水）中铁、锰离子经生物或化学催化氧化作用的产物，故主要分布于属氧化环境的褐粘土区。铁氧化物还呈结壳、被膜状广泛覆盖于各种颗粒之上，这就是褐粘土呈现褐色的原因。

褐粘土中还存在着少量（平均约 1wt.%）重晶石，是从海水中直接沉淀而成的，物源来自生物及火山活动。

3. 宇源组分

由于沉积速率低，褐粘土较其它类型远洋沉积相对富集宇源组分。在 1kg 褐粘土中有时能找到数十至数千颗 μg 级的宇宙球粒。由于 1mm 以下的碎片在经过大气层时将完全熔融，故深海沉积物中宇宙尘大都是熔滴状。宇宙球粒有三种类型：（1）铁质球粒，黑色具金属光泽，主要由磁铁矿组成，具有金属铁镍核；（2）石质球粒，褐色，由硅酸盐组成；（3）G 型，由铁质物质及少量玻璃组成。对太平洋褐粘土中宇宙球粒的研究表明，有一半以上属于石质。此外，在局部海区还发现有一种直径为 cm 级的玻璃陨石（tektite），由富 Si 的玻璃（含 SiO_2 70—80%）组成。

二、分　布

褐粘土主要分布在太平洋，大西洋和印度洋零星出现。在太平洋褐粘土覆盖了总面积的 49.1%，其中北太平洋的分布范围又较南太平洋的大得多。褐粘土区的深度多大于 4300m，有 90% 产于 4800—6000m 的深度范围内；因为浅于此深度就会被钙质骨屑稀释，而成为钙质软泥。褐粘土分布区往往是气旋、反气旋式环流中央的低生产力区。

第七节　太平洋沉积

太平洋是最大、最深、最老的大洋盆地（图 6-4），占世界大洋总面积的 1/2，覆盖地球总表面积 1/3 以上（表 6-4），平均深度 3940m。周边被海沟及边缘海围绕，陆源碎屑很难进入；因此，太平洋盆地内沉积物的分布和性质基本是大洋内各种作用的函数。地球物理

表 6-4 世界四大洋的面积及深度

大　洋	面　积 ($\times10^6km^2$)	平均深度 (m)	占海洋总面积的%	占地球总面积的%
太平洋	181.3 (166.2)*	3940 (4188)	50.1 (45.9)	35.5
大西洋	94.3 (86.3)	3575 (3736)	26.0 (23.8)	18.4
印度洋	74.1 (73.4)	3840 (3872)	20.5 (20.3)	14.5
北冰洋	12.3 (9.5)	1117 (1330)	3.4 (2.6)	2.4
总　计	362.0 (335.4)	3729	100 (92.6)	70.3

* 括号内的数字不包括边缘海。

过程不断地改变着洋盆的边界，使洋盆的规模、形状及海底地貌发生一系列的变化，从而影响控制海洋沉积过程的三要素——气候、大洋环流和生物演化。

一、搬运沉积过程

陆源、火山碎屑是通过多种过程进入北太平洋，并在洋盆内迁移、沉积。这些过程包括：(1)滑塌和浊流；(2) 悬浮体搬运；(3) 风力搬运；(4) 火山碎屑的大气扩散；(5) 火山碎屑的漂浮搬运；(6) 冰筏搬运 (图 6-25)。 滑塌和浊流作用是大陆边缘的主要搬运过程，为环太平洋海沟提供了大量碎屑物。表层洋流可把陆源物质以悬浮体的形式扩散到海沟以外的远洋区，特别是为东北太平洋提供了大量的粘土类物质。悬浮搬运的另一种形式是，雾浊层使细粒物质扩散到整个大洋。底层流所发生的侵蚀和再沉积作用可能比图 6-25 表示的还要广泛。

风力搬运将周围大陆的碎屑及火山喷发物搬运到太平洋内。这种搬运在高纬度带季节性变化很明显，而在低纬度贸易风带则很稳定。冰筏沉积在北太平洋不显著，但在南极构成了冰筏沉积带。

生物骨屑在水柱中沉降，并以悬浮体的形式被洋流搬运。

二、沉　积　区

北太平洋可以划分出六个沉积区(图 6-26)。各沉积区之间有时重叠。

(1) 远洋褐粘土区，是北太平洋最大的沉积区，位于 CCD (4000m) 以下。沉积物主要由陆源粘土矿物、石英组成，有一定量的自生矿物(蒙皂石为主，还有沸石和铁锰氧化物)，在高生产力区附近存在少量硅质生物骨屑。沉积速率极低，< $1mm/10^3a$。 本区大部分海底分布着锰结核。

(2) 钙、硅质生物沉积区，骨屑主要来自表层水体。钙质软泥分布在赤道高生产力带及岛屿、海山附近。硅藻软泥出现在亚极区水团以下的洋底；放射虫软泥分布于赤道附近。

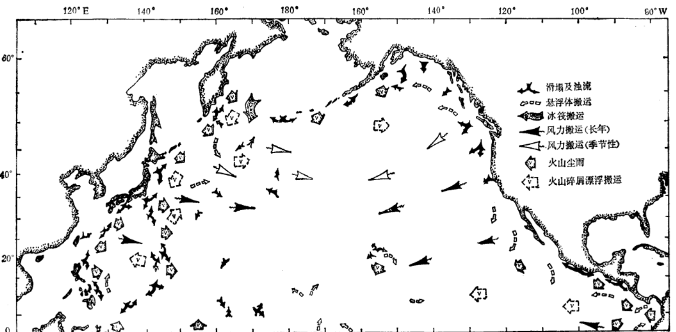


图 6-25　北太平洋非生物碎屑的沉积过程（McCoy，1985）

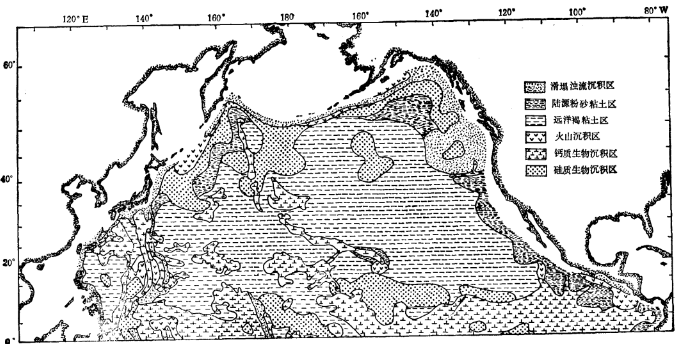


图 6-26　北太平洋的沉积区（McCoy, 1985）[96]

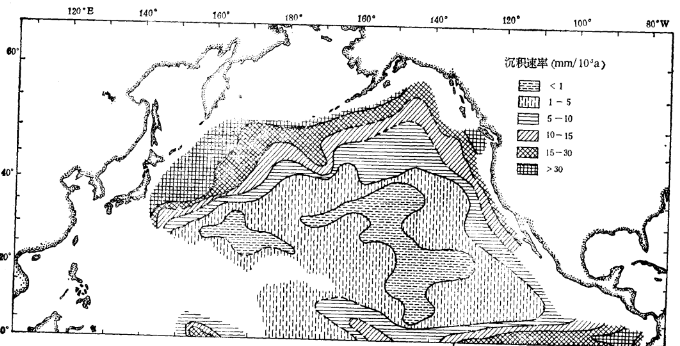


图 6-27　北太平洋的沉积速率（McCoy, 1985）[96]

(3) 滑塌、浊流沉积区，分布于北太平洋邻近大陆的部分，特别是无海沟发育的东北部，碎屑多是通过海底峡谷运入深海平原。本区的沉积速率较高，为 5—30cm/10³a (图6-27)。有泥质、骨屑及火山碎屑浊积物，后两种主要出现在海沟中。在洋底一些地形隆起处分布有小范围(直径数百米)的滑塌、浊积物。

(4) 陆源粉砂沉积区，此区位于大洋边缘，沉积物主要以径流悬浮体方式，或为气流所带入，后被洋流所扩散；也包括少量浊积物。沉积速率为 5—15mm/10³a。最大的陆源粉砂区出现在北美沿岸，陆源碎屑是由加利福尼亚流搬运来的。

(5) 火山沉积区，只在陆地和水下火山区邻近的海域才富集火山碎屑。火山灰的扩散主要借助于对流层风的搬运。其次是浮岩屑的漂流扩散。

三、沉 积 速 率

沉积速率以单位时间内堆积的沉积物厚度来表示，较以单位时间、单位面积内沉积物的重量来表示更具体。但对深部沉积物来说，由于逐渐被压实，厚度也逐渐减小，故沉积速率应该用 $mg/cm^2 \cdot a$ 或 $g/cm^2 \cdot 10^3a$ 来表示，而必须进行换算。换算时先根据图 6-28 将湿沉积物的密度转换成干沉积物的密度，如表层沉积物的密度为 $1.5g/cm^3$，与之相应的干沉积物的密度应为 $0.8g/cm^3$，将原始沉积速率乘以干沉积物的密度即可求得，如 $(1cm/10^3a) \times (0.8g/cm^3) = 0.8g/cm^2 \cdot 10^3a$。

远洋沉积速率变化较大，高沉积速率 (30mm/10³a) 出现在滑塌或浊流带入大量陆源碎屑的东北太平洋没有海沟发育的部分、西北太平洋风力沉积区及东赤道太平洋高生物

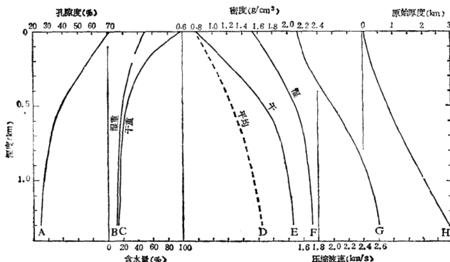


图 6-28 沉积物的压缩效应 (Emery 等, 1984)[68]

A——陆源沉积物的孔隙度-深度曲线 (DSDP 222 站)；B，C——沉积物含水量随深度的变化，根据沉积物的湿重(B)及干重(C)计算而得，假定颗粒的比重为 2.76，孔隙水密度为 1.05g/cm³；D，E，F——沉积物的平均密度 (D)，干 (E)、湿 (F) 沉积物的密度；G——压缩波速率随深度的变化；H——原始厚度与现代厚度比值随深度的变化

主产力区。深海平原沉积速率最低，小于 1mm/10³a。

四、沉积历史

太平洋发现的最老岩层属侏罗系（135Ma），但取样位置少，无可靠化石，故前白垩纪

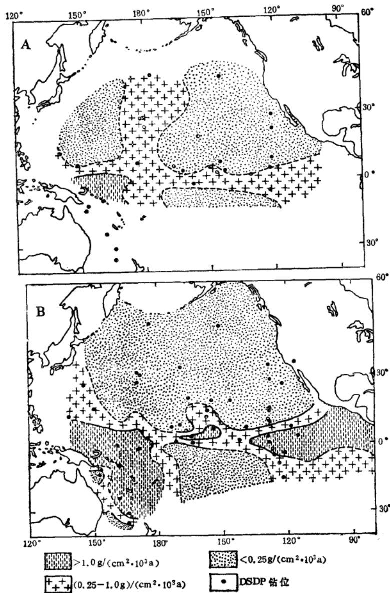


图 6-29 早第三纪碳酸盐的沉积速率（Davies，1985）[96]

A——中始新世；B——晚渐新世

的沉积历史尚需进一步证实。

1. 白垩纪(距今135—65Ma)

已取到白垩系岩芯的有西太平洋、东北太平洋海盆、中太平洋海山及海盆、西南太平洋海盆等。下白垩统主要由粘土岩、粉砂岩、泥灰岩和泥质石灰岩组成，也发现有碳质和硅质沉积。中、晚白垩世以远洋石灰岩和礁灰岩占优势。现在位于赤道北的海隆(如沙茨基海隆和赫斯海隆;图6-4)当时位于赤道以南,在经过赤道的过程中堆积了很厚的中、晚白垩纪远洋石灰岩。石灰岩中还含有燧石层。

白垩纪火山活动广泛而强烈，西太平洋的很多海山、海台、海隆均被白垩纪火山产物所覆盖。

2. 早第三纪(距今65—23Ma)

古、始新世大部分区域的堆积速率较低,因为CCD变浅(3000m)。CCD的抬高是由于大洋水体成层性很强，几乎没有环流，CO_2含量增高之故。始新世碳酸盐虽然沉积速率低,但分布较广(图6-29A)，系由于环境温暖而稳定所致。

渐新世,碳酸盐主要沉积在赤道区和西南太平洋。早渐新世沉积速率低;而晚渐新世堆积速率变高(图6-29B),特别是在赤道区附近。这可能是由于德雷克水道和澳大利亚-南极水道张开以及南极冰川开始出现，使底层环流开始形成。晚渐新世太平洋西缘火山和构造作用均增强,沉积柱中火山灰层的厚度和频率均有增加。

3. 中新世至现代(距今23—0Ma)

中新世已开始全球性冷却,发生强烈冰川作用，绕南极流系使南极与大洋主体分离。碳酸盐沉积很局限，而硅质沉积(硅藻和放射虫软泥)则成为远洋沉积的主要组分。由于气候恶化,高纬度上升流增强,因此，硅质沉积作用也增强。北帝王海山区的远洋粘土变为硅藻沉积。

东太平洋现代沉积中一个重要特征是洋中脊热液活动形成富金属的沉积物。在洋盆的沉积剖面中富铁沉积物多成为基底层(图6-30)。如加拉帕戈斯裂谷带堆积了富铁、锰

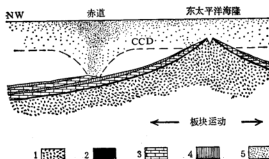


图6-30 基于板块地层学概念的太平洋北西-南东剖面图(Davies, 1985)[96]
1——大洋基底;2——富金属沉积;3——钙质和硅质软泥;4——远洋粘土;5——浮游生物碎屑

沉积物，胡安德富卡海脊则形成多金属硫化物。

第八节　沉积间断及事件沉积作用

一、沉 积 间 断

深海钻探资料表明，在各大洋盆地中都存在区域性沉积间断。沉积间断是指侵蚀作用、溶解作用或无沉积所导致的沉积记录上的中断，以假整合、角度不整合的形式表现出

时代		距今(Ma)	沉积间断	气候变化(据生物群)	生物群落的响应	沉积物分布的变化	主要地质构造事件	主要海洋学事件
上新世		4						
		5	NH7	冷		•现代分布格局的建立		
				暖				•地中海隔离
中新世	晚	6				•高生产力区沉积速率增加	•直布罗陀抬升	•南极洲西部出现冰盖，太平洋的CCD较大西洋的浅
		7	NH6	冷	•硅藻的分区性增强	•印度洋SiO_2增加，北大西洋SiO_2减少.		
		8		暖				
		9						
			NH5	冷				•南极洲西部冰盖开始扩展
		10		暖				
		11	NH4	冷	•浮游种群的分区性增强	•太平洋SiO_2增加，中纬度大西洋SiO_2消失		•赤道和中纬度之间出现固定热梯度
	中	12		暖				
		13	NH3	冷	•早第三纪底栖有孔虫动物群灭绝、浮游动物群更新			
		14					•澳大利亚和印度尼西亚碰撞	
		15	NH2	冷			•豪勋爵海隆抬升	
	早	16		暖		•SiO_2主要富集在太平洋、印度洋，大西洋减少	•冰岛法罗海脊下潜	•经中美洲的中层水交换中止
		17					•中美洲进一步抬升	
		18		冷	•放射虫发生重大演化	•SiO_2主要富集在赤道太平洋，加勒比海降低	•中美洲抬升	•经中美洲的深层水交换终止
		19	NH1				•非洲和欧洲碰撞	
		20			•颗石呈现分区性			
		21		暖				•大洋的热梯度确立
		22			•浮游有孔虫分异度增加			
渐新世		23	PH	冷			•德雷克水道张开	
		24						

图 6-31　太平洋区的渐新世—上新世的沉积间断 (Keller, 1983)[87]

来。沉积间断是古构造事件、火山事件和海洋学事件的结果，因此通过对沉积间断的时代、分布、性质的研究可解释大洋古气候、古环流、古地理方面的变化历史。

在远洋，沉积间断的产生主要由于物源供给速率低于底部沉积物的移出速率，这又取决于表层生产力、底流的侵蚀和海水对二氧化硅、方解石的溶解。高生产力区，沉积间断的出现往往是底层水对碳酸盐溶解作用增强所致，属于无沉积的性质；但也可因侵蚀作用产生间断。低生产力区以及底层环流的流路上，沉积间断是由于底流的侵蚀作用。沉积间断的分布格局主要决定于底层流的流路。与板块运动有关的构造活动能明显地改变底层流的流路，从而改变沉积间断在洋底的分布格局。沉积间断起因于侵蚀事件或无沉积，这可根据有无再分配的沉积物来判断。沉积间断最大跨时可根据上覆和下伏沉积物的年龄来确定，常达 3Ma 以上。在低生产力区(气旋或反气旋环流的中央)，前次侵蚀事件结束后沉积的物质又可为第二次侵蚀事件所移走，因而形成长时期的沉积间断。

Keller 等 (1983) 根据深海钻探资料，划分出太平洋渐新世至上新世的 8 次沉积间断(图 6-31)，从老到新依次为 PH (早第三纪渐新世末期)和 NH_1-NH_7 (晚第三纪)。 这些沉积间断是古构造事件和古海洋学事件造成的。 沉积间断 NH_3 (距今 13.5—12.5Ma) 发生在中新世中期，标志着晚第三纪晚期高生产力沉积作用的开始。此间断以后，深层环流的格局和高生产力区的分布范围基本固定。与此间断有关的其它的变化还表现为： (1) 氧同位素资料表明，中中新世，水温曾有过急剧下降，这可能与南极水层的扩展有关； (2) 渐新世至中新世早期的底栖动物组合在 13.5Ma 前灭绝，晚第三纪的典型组合代之而起。NH_3 沉积间断在北太平洋广泛出现(图 6-32)，说明西北太平洋的溶解作用和侵蚀作用大为增强。导致这些现象的原因可能是中新世澳大利亚与印度尼西亚的碰撞。这一碰撞使印度洋至太平洋的通道关闭，从而使底层流沿西北太平洋边缘向北流动，增强了对西北太平洋碳酸盐的侵蚀作用和溶解作用。赤道带存在着一条较宽的无间断碳酸盐软泥带，这说明早中新世的赤道表层环流与现代的不同，从特提斯海到大西洋、加勒比海、太平洋、印度洋存在着一条畅通的绕赤道环流。

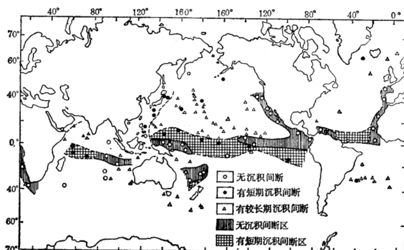


图 6-32 大洋中的 NH_3 (中新世中期)沉积间断 (Keller, 1983)[87]

二、事件沉积作用

1. 概念

事件沉积作用是指偏离正常过程的沉积作用，由该环境非必然的外来因素所引起；因此，形成的沉积物也不是相模式中必然出现的组分，如陆架的风暴沉积作用，并非陆架正常模式所必有。

事件沉积作用是偏离正常过程的一种地质作用，这种偏离可正可负。正偏离形成沉积物；而负偏离不发生物质加积，而是出现侵蚀，形成特殊的界面。正偏离产生的正事件沉积产物有：火山沉积物(火山灰层)、风暴层、浊积物、地震沉积 (seismite) 及冲击沉积等。由负偏离产生的负事件产物为各种间断面，如冲刷面、硬底、生物扰动层和非生物扰动层之间的界面等。

事件沉积物在地层中的保存几率主要取决于事件的频率、能量和后期改造作用。频率越高、能量越大的事件，在地层记录中保存的可能性越大。外动力事件的规模越大，频率往往越小。潮流、风暴引起的事件，几乎每年均有，属频发事件；大规模河流泛滥、海啸等数十至百余年发生一次；大型浊流的周期通常为几千至几万年。天外事件有时规模极大，常引起大区域、甚至全球性环境剧变和生物灭绝，称之为灾变事件。

2. 事件的类型和特征

可根据事件的原动力、诱因、结果、所影响的事物类型，对事件进行各种分类。根据原动力可分为内动力事件(构造、火山、地震)、外动力事件和宇宙事件等。根据诱因可分为气候事件、渐新世底流事件等。根据结果而命名的事件有黑色页岩事件、磁性事件、铱异常事件等。根据所影响的事物类型而分为生物事件、化学事件(氧同位素等)。

事件的规模差别很大。大型事件往往影响全球，如宇宙事件；中型事件涉及一至几个洲或一至几个大洋，如中中新世红粘土沉积事件；小型事件只存在于一个洲或一个大洋的局部，如地中海墨西拿期干旱事件等。对海洋沉积影响最大的是大型和中型事件。

事件的历时短至几秒，长可达数百万年，如：

以秒计——纹层，陨石撞击痕；

以分钟计——风暴沉积的丘状层理；

以小时计——风暴沉积、浊积岩及海啸沉积；

以日计——火山碎屑岩；

以周计——洪积物；

以年计——季候泥；

以 100—1000 年计———厘米级厚的远洋沉积；

以 10^5—10^5 年计——地磁极性倒转

以 10^5—10^6 年计——气候变化，碳、氧同位素的变化、生物的灭绝和生物演化的间断。

事件作为地层对比标志的价值与事件历时长短成反比，但历时短的影响范围也小，全球性事件的历时常在千年以上。

3. 主要事件

宇宙事件　在白垩系-第三系（K-T）、始新统-渐新统之间存在着铱异常或微玻陨石雨，多认为此与宇宙事件有关。Alvarez（1979）[69] 提出，K-T 处铱含量增高是由于地外流星体（铱含量高）碰撞地球而引起。在此界面上，除浮游有孔虫、钙质超微生物的一些属种发生全球性灭绝外，还有厚壳蛤、菊石及大型海洋爬行类也发生全球性灭绝。此 K-T 界面上、下，氧、碳同位素组分也发生突变。白垩纪末，由于温度发生了灾难性升高，CCD 明显变浅。故白垩系顶部常堆积了 $CaCO_3$ 含量低的粘土层；而其上覆层——第三系底部则为石灰岩。

南极的冰封作用可能开始于始新世，渐新世完成，底层环流也随之形成。始新世时温度的纬度梯度只有现在的一半，高纬度区表层水温约 10℃，低纬度稍高于 20℃。碳氧同位素和浮游有孔虫的研究表明，渐新世（距今 32—29Ma）赤道太平洋的气候显著变冷，由于大量海水在南半球结冰，海平面也随之降低。始新世-渐新世界面处方解石补偿深度显著变浅，底栖动物群发生突变。由于在此分界处发现大量微玻陨石雨，因此该处的生物、气候、化学方面的突变也被认为与宇宙事件有关。

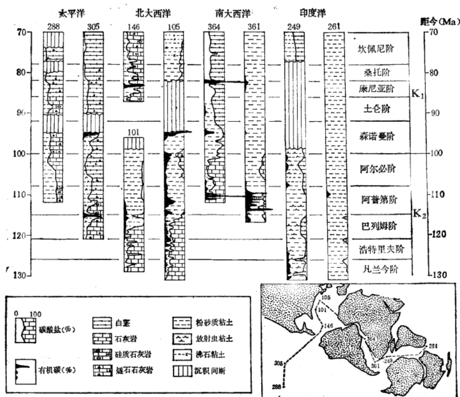


图 6-33　各大洋已发现的含富有机碳层的钻孔剖面（Berger，1981）[62]

白垩纪黑色页岩事件　黑色页岩事件是大洋沉积中产出富含有机碳的黑色页岩相，反映当时的大洋是缺氧环境，故亦称大洋缺氧事件。黑色页岩只存在于短暂的时间段内。七十年代通过深海钻探在各大洋的多个站位发现了黑色页岩或其它富含有机碳的沉积物(图 6-33)。目前已确定的主要形成时代有三：(1)晚白垩纪森诺曼-康尼亚期；(2)早白垩纪巴列姆-阿普第-阿尔必期；(3)早侏罗纪托阿尔期。每个缺氧事件历时都未超过 1Ma。在此层系中富碳（有机C含量 1—20%）的暗灰至黑色的粉砂质粘土岩与淡绿灰色粘土岩组成互层。在太平洋、印度洋虽也发现了黑色页岩，但最典型的是大西洋。

现代大洋底层水的温度约 2—5℃，溶解氧含量 2—6ml/l，氧的供给与消耗基本平衡。白垩纪时大洋深层水温约 10—15℃，含氧量虽也有 5ml/l，但供给和消耗不平衡。原因是这些沉积区充满亚热带重盐水，而极地含氧水的进入受限，不能形成底层环流。重盐水的扩散极缓慢，沉降的有机质氧化消耗的氧得不到补充，故成为严重缺氧环境。这种充满重盐水的盆地就象"盐湖"一样缺氧，有机质不能氧化而保存在沉积物中，形成黑色页岩，导致了黑色页岩事件。

构造事件　大洋中的主要构造事件，如洋底扩张幅度的变化、大陆分离、大洋裂开等，控制着大洋环流格局及海面变化，从而对沉积作用发生深刻影响。新生代的主要构造事件有二：

(1) 巴拿马地峡被封闭，使赤道海域失去了沟通太平洋和大西洋的水道。非洲、欧洲之间的特提斯海在中新世早期受到破坏，特提斯环球暖流也终止。这些过程对赤道洋流体系的宽度、强度以及与之有关的上升流、营养盐、生物生产力等都有重大影响，因而对海洋沉积作用也影响甚大。

(2) 澳洲大陆与南极大陆分离，德雷克水道形成。始新世时澳洲大陆与南极大陆分离、北移；渐新世时南极洲与南美洲分离，形成德雷克水道。这些构造事件促使现代南大洋主要洋流体系——南极绕极流形成。此因素又使南极与热源隔绝，以致冰川发育，形成富含营养盐的温跃层和寒冷的底层水。由于南极底层水的水温低、溶解氧含量高、盐度低、流速大，故常侵蚀洋底沉积物，造成沉积间断。总之，水道的一合一张使沉积物格局、生物地理分布模式均发生深刻变化。

由于事件对远洋沉积作用、远洋地层等方面的巨大影响，八十年代以来，已逐渐兴起了事件沉积学、事件地层学等新分支。现已吸引了沉积学、古生物学、地层学、地球化学、地球物理和天文学等方面的学者对各类事件进行深入研究。确信，由于多学科的协作，将对影响全球地质过程的事件作出更科学的解释。

第九节　全球沉积物的体积及质量

从全球侵蚀-沉积体系来看，大陆被风化、侵蚀，提供物源，而大洋是各类物质的最终储库，是最终的沉积盆地。

由于地壳各部分的不均匀性，在进行全球沉积物的体积及质量计算时，必须分区计算。一般划分为以下区域(表 6-5)：

(1) 克拉通区，大部分为前寒武纪和古生代的沉积物；

(2) 地槽区，包括从前寒武纪至新生代的沉积；

表6-5 各沉积区的沉积物分布面积和体积 (Southam, 1981)[69]

沉积区		面积 ($\times 10^6 km^2$)	体积 ($\times 10^6 km^3$)	质量 ($\times 10^{21} g$)
大陆	克拉通	90.0	207	503
	前寒武-古生代地槽	30.7	211	523
	中生代-新生代地槽	28.3	203	503
海洋	被动大陆边缘陆架(含近岸带)	31.8	95	205
	活动大陆边缘陆架(含近岸带)	6.3	19	41
	陆坡+陆隆	27.5	280	605
	远洋	283.5	141.8	249.5
总计		498.1	1156.8	2629.5

(3) 陆架和近岸带,包括中生代至新生代沉积;

(4) 陆坡和陆隆,包括中生代至新生代沉积物;

(5) 远洋沉积物,包括中生代一新生代沉积。

1. 克拉通区

Ronov (1977)[69] 从地质构造图上测得地盾的面积为 $35\times10^6 km^2$, 地台面积为 $55\times10^6 km^2$, 总计克拉通的面积为 $90\times10^6 km^2$ (表 6-5)。 因地盾区基本上无沉积物, 而地台区沉积物平均厚度为 3.8km, 因此,整个克拉通区的平均厚度为 2—3km。 如比重假定为 2.43, 则质量为 $503\times10^{21}g$。

2. 地槽区

Ronov (1977)[69] 估计前寒武纪一古生代地槽和中-新生代地槽的面积分别为 $30.7\times10^6 km^2$ 和 $28.3\times10^6 km^2$。 而前寒武-古生代地槽沉积物的平均厚度为 9.2km, 中-新生代地槽沉积物的平均厚度为 8.8km。这两区的喷出岩流约占 21.9%, 应减去其体积。 故本区沉积物总体积为 $211\times10^6 km^3$ 和 $203\times10^6 km^3$。 沉积物比重为 2.48, 沉积物质量分别为 $523\times10^{21}g$ 和 $503\times10^{21}g$。

3. 陆架和近岸带区

Hay (1977) 曾对大洋周围的陆架进行过求积仪测量, 求得整个被动边缘的陆架面积为 $21.2\times10^6 km^2$ (其中大西洋及其边缘海的陆架面积为 $10.8\times10^6 km^2$, 印度洋陆架为 $6.3\times10^6 km^2$, 太平洋及其边缘海的陆架为 $4.1\times10^6 km^2$)。近岸带的面积约为陆架总面积的一半。因此,被动边缘的陆架和近岸带的总面积为 $31.8\times10^6 km^2$。活动边缘陆架分布在太平洋,其面积为 $6.3\times10^6 km^2$。

估计陆架沉积物平均厚度为 10km 或 6km, 如取后面的值,得被动、活动边缘的沉积物体积分别为 $95\times10^6 km^3$, $19\times10^6 km^3$。由于陆架沉积物的孔隙率高, 故比重以 2.16 (2.7×0.8) 计,求得沉积物质量分别为 $205\times10^{21}g$ 和 $41\times10^{21}g$。

4. 陆坡和陆隆

Menard (1966)[69] 曾估计陆坡和陆隆的总面积为 $27.5\times10^6 km^2$, (其中太平洋陆

坡陆隆面积为 7.5 × 10^6km²，印度洋为 9 × 10^6km²，大西洋为 11 × 10^6km²)。而 Ronov (1977)[69] 则估计陆坡和陆隆的总面积为 64.9 × 10^6km²，沉积物平均厚度为 2.5km，因此体积为 162 × 10^6km³。Emery (1972) 推测陆坡、陆隆沉积物的总体积为 375 × 10^6km³。现在取两者的中间值 280 × 10^6km³，比重也定为 2.16，则得沉积物总质量 605 × 10^{21}g。

5. 远洋沉积物

Sctham (1977) 估测远洋沉积物总面积为 311 × 10^6km²，但此值包含了陆坡陆隆面积 (27.5 × 10^6km²)，减去后得 283.5 × 10^6km²。据大量地震剖面资料估计沉积物平均厚度为 0.5km，因此，远洋沉积物体积为 141.8 × 10^6km³。深海钻探岩心的资料表明，平均孔隙率为 35%，求得比重为 1.76，故沉积物总质量为 249.5 × 10^{21}g。

6. 全球沉积物总体积

综合以上各个地质单元的计算结果，可求得全球沉积物 (岩) 的总体积为 1156.8 × 10^6km³。Emery 等 (1984)[68]提出的数值为 1081 × 10^6km³ (表 6-6)。这两种计算结果近似，差值仅 7%。全球沉积物(岩)中的 33% 分布在现代海洋中；38% 为分布于大陆的海相沉积岩；其余的 29% 为陆相沉积。地球表面积为 510 × 10^6km²，即平均覆盖约 2.0km 厚。沉积速率随时代变新而增高，在晚古生代为 0.2 × 10^6km³/Ma，到第三纪及第四纪为 6.5 × 10^6km³/Ma。这是由于较老沉积岩被侵蚀以及下潜进入地幔之故。

表 6-6 全球沉积岩的体积 (Emery 等，1984)[68]

时代	大陆 (10^6km³)		大洋 (10^6km³)	总计 (10^6km³)	历时 (Ma)	沉积速率 (10^6km³/Ma)
	陆相	海相				
晚第三纪—第四纪	13	12	125	150	23	6.5
中生代—早第四纪	68	155	231	454	207	2.2
古生代	46	241	0	287	338	0.8
晚元古代	190		0	190	1030	0.2
总计	—	—	356	1081.	1598	0.7

参 考 文 献

[1] 王琦、杨作升，1982，南黄海表层沉积中的自生黄铁矿，海洋与湖沼，12卷1期。
[2] 王琦、朱而勤等，1985，海南岛三亚湾表层沉积中的自生铁矿物组合，地质学报，59卷4期。
[3] 王国忠、吕炳全，1984，植物与早期成岩作用——关于渗滤岩管及其形成机理，沉积学报，2卷1期。
[4] 王舒畋、梁寿生，1986，冲绳海槽盆地的地质构造特征与盆地演化历史，海洋地质与第四纪地质，6卷2期。
[5] 巴恩斯，R. S. K.，1980，海岸泻湖，海洋出版社。
[6] 业治铮等，1983，冲绳海槽晚更新世—全新世沉积物的初步研究，海洋地质与第四纪地质，3卷2期。
[7] 刘敏厚、吴世迎等，1987，黄海晚第四纪沉积，海洋出版社。
[8] 冯增昭、王琦等，1984，海南岛三亚湾现代碳酸盐沉积相，沉积学报，2卷2期。
[9] 吕炳全、王国忠、全松青，1987，西沙群岛的沉积特征和发育规律，海洋地质与第四纪地质，7卷2期。
[10] 同济大学海洋地质系，1982，海洋地质学，地质出版社。
[11] 朱而勤，1983，东海北部的钙质结核，中国科学(B)，26卷9期。
[12] 朱而勤，1986，长江口及济州岛邻近海域综合调查研究报告（第六章海洋沉积），山东海洋学院学报，16卷2期。
[13] 地矿部海洋地质研究所，1987，地矿部海洋地质研究所集刊(一)，山东科学技术出版社。
[14] 朱而勤、王琦等，1986，东海北部表层沉积物中碳酸盐的形成作用，沉积学报，4卷3期。
[15] 朱而勤、李建华，1987，东海钙质生物骨屑之矿物学特征，山东海洋学院学报，19卷4期。
[16] 朱而勤、王琦，1988，海洋自生矿物，海洋出版社。
[17] 任明达，1981，现代沉积环境概论，科学出版社。
[18] 庄振业，1983，山东半岛海滩层理的研究，山东海洋学院学报，11卷2期。
[19] 冲绳海槽地质调查队，1982，冲绳海槽某些海底岩石的研究，海洋地质研究，2卷1期。
[20] 米利曼，J. D，1974，海洋碳酸盐，地质出版社。
[21] 李文勤，1981，对苏北辐射状沙洲成因演变的初步探讨，海洋研究，3期。
[22] 杨殿荣，1986，海洋学，高等教育出版社。
[23] 里丁，H. G.，1985，沉积环境和相，科学出版社。
[24] 何起祥、张明书，1986，中国西沙礁相地质，科学出版社。
[25] 何起祥，1987，事件沉积学的兴起及其意义，海洋地质动态，4期。
[26] 应仁芳、沈雪龙，1981，浙东近岸转向台风及风暴潮、巨浪的综合分析，海洋实践，1期。
[27] 沙庆安等，1981，西沙群岛和海南岛现代和全新世海相碳酸盐岩的成岩作用——兼谈海相表成(海相淡成)灰岩及其意义，沉积岩石学研究(论文集)，科学出版社。
[28] 沈育疆，1981，东中国海潮汐数值计算，海洋文集，4卷2期。
[29] 《沉积构造与环境解释》编著组，1984，沉积构造与环境解释，科学出版社。
[30] 张明书，1986，冲绳海槽沉积物分类和层序划分的初步意见，海洋地质第四纪地质，6卷2期。
[31] 英国开放大学教材研究室，1976，海洋沉积，海洋出版社。
[32] 金翔龙等，1985，冲绳海槽地震反射的结构特征，海洋与湖沼，6卷6期。
[33] 柯马尔，P. D，1976，海滩过程与沉积作用，海洋出版社。
[34] 夏明，1983，我国南海陆坡沉积物沉积速度的研究，中国科学（B辑），26卷9期。
[35] 秦蕴珊、赵一阳、陈丽蓉、赵松龄，1987，东海地质，科学出版社。
[36] 徐志刚，1984，长江口细粒泥沙的絮凝特性试验，东海海洋，2卷3期。
[37] 高金满，1987，冲绳海槽的地形地貌特征，海洋地质与第四纪地质，7卷1期。
[38] 彭志忠，1984，结构矿物学的新成果，武汉地质学院地质科技情报，2期。
[39] 黄金森，1987，中沙环礁特征，海洋地质与第四纪地质，7卷2期。
[40] 曾允孚、夏文杰，1986，沉积岩石学，地质出版社。
[41] 雅林，M. S.，1976，输沙力学，科学出版社。
[42] 谢钦春等，1984，东海陆架坡折地形和沉积作用过程，海洋学报，6卷1期。
[43] 谢福巨，1980，温州沿海海浪状况的初步分析，海洋实践，2期。
[44] 翟世奎，1986，冲绳海槽浮岩的分布及其斑晶矿物学特征，海洋与湖沼，17卷6期。
[45] 潘志良、石斯器，1986，冲绳海槽沉积物及其沉积作用的研究，海洋地质与第四纪地质，6卷1期。
[46] Acta Oceanologica Sinica, 1983, Proceedings of International Symposium On Sedimentation On The Continental Shelf, With Special Reference To The East China Sea, China Ocean Press.
[47] Aigner, T., 1985, Storm Depositional Systems. Springer-Verlag Co.
[48] Allen, J. R. L., 1982, Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis. Elsevier Scientific Publishing Company.

[49] Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. and Michel, H. V., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095—1108.
[50] Anderson R. N., 1985, Marine Geology. John Wiley & Sons, Inc.
[51] Aston, S. R. (Ed.), 1983, Silicon Geochemistry and Biogeo-Chemistry. Academic Press.
[52] Bames, R. S. K., 1977, The Coastline. John Wiley & Sons, Inc.
[53] Biscaye, P. E. and Eithrein, S. L. 1977, Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 23: 155—172.
[54] Boersma, J. R. and Terwindt, J. H. J., 1981, Neapspring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151—170.
[55] Bouma, A. H. et al., 1985, Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag.
[56] Brenchley, P. J. and Williams, B. P. J., 1985, Sedimentology: Recent Developments, and Applied Aspects. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 18. Blackwell Scientific Publication.
[57] Chafetz, H. S., 1986, Mrine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrol.*, 56: 812—817.
[58] Chen, Youming, 1982, Experimental studies on the system of Ca-Mg-HCO_3-H_2O at atmospheric temperature and pressure. *Col. Oceanic Works*, 5: 81—89.
[59] Couper, A. (Ed.), 1983, The Times Atlas of the World Oceans. Van Nostrand Reinhold Co.
[60] Curran, H. A., 1985, Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments. SEPM Special Publications, No. 35.
[61] Curry, W. B. and Lohmann, G. P., 1985, Late Quaternary carbonate sedimentation at the Sierra Loene Rise. *Mar. Geol.*, 70: 223—250.
[62] Davis, R. A. Jr., 1983, Depositional System. Prentice-Hall, Inc.
[63] Davis, R. A. Jr. et al., 1985, Coastal Sedimentary Environment, 2nd Edition. Springer-Verlag.
[64] Davies, P. J., Marshall, J. F. and Hopley, D., 1985, Proceedings of the Fifth Coral Reef Congress.
[65] Dean, W. E., Leinmen, M. and Stow, D. A. V., 1985, Classification of deep-sea fine grained sediments. *J. S. Petrol.*, 55: 250—256.
[66] Douglas, R. G. et al., 1981, Depositional systems of active continental margin basins: short course note. SEPM.
[67] Emery, K. O., 1980, Continental margins——Classification and petroleum prospects. *AAPG Bull.*, 64: 297—315.
[68] Emery, K. O. and Uchupi, E., 1984, The Geology of the Atlatic Ocean. Springer-Verlag Co.
[69] Emiliani, C., 1981, The Oceanic Lithosphere, The Sea V. 7. A Wiley-Interscience Publication.
[70] Evans, G., 1965, Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quart. J. Geol. Soc. Land.*, 121: 209—145.
[71] Fairbridge, R. W., 1978, The Encyclopedia of Sedimentology. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
[72] Flemming, B. W., 1980, Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (Southeast African continental margin). *Sed. Geol.*, 26: 179—205.
[73] Folk, R. L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company.
[74] Folk, R. L. and Land, L. S., 1975, Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite, *AAPG*, 59: 60—68.
[75] Frost, S.H., Weiss, M. P. and Saunders, J. B. (Eds.), 1977, Reef and Related Carbonates——Ecology and Sedimentology. *AAPG*, Studies in Geology, No. 4.
[76] Gadd, P. E., 1978, Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations. *J. Sed. Petrol.*, 48: 239—252.
[77] Galloway, W. E., 1983, Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag.
[78] Ginsburg, R. N., 1975, Tidal Deposits. Springer-Verlag.
[79] Given, R. K. and Wilkinson, B. H., 1985, Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *J. Sed. Petrol.* 55: 101—119.
[80] Gorsline, D. S. and Swift, D. J. P., 1977, Shelf Sediment Dynamics. U. S. Geological Survey.
[81] Hayes, M. O., 1975, Morphology of Sand Accumulations in Estuaries. Estuarine Research, V. 2, Academic Press.
[82] Heath, R. G. (Ed.), 1983, Sedimentology, Physical Properties and Geochemistry in the Initial Reports of the DSDP., Vol. 1—44: An Overview, World Data Center for Marine Geology and Geophysics, Report MGG-1.
[83] Hill, P. R., 1984, Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore eastern Canada. *Sedimentology*, 31: 293—309.

[84] Hogg, N. et al., 1982, On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel. *Jour. Mar. Res.*, 40: 231—263.
[85] Honza, Eiichi, 1976, Ryukyu Island And Gh75-1 and Gh75-5 Cruises. Geological Survey of Japan, Cruise Report No. 6.
[86] Iijima, A., Hein, J. R. and Siever, R., 1983, Siliceous Deposits in the Pacific Region. Elsevier Scientific Publishing Co.
[87] Keller, G. and Barron, J. A., 1983, Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *GSAB*, 94(5): 590—613.
[88] Kennett, J. P., 1982, Marine Geology. Prentice-Hall, Inc.
[89] Kennett, J. P., 1985, The Miocene Ocean: Paleooceanography and Biogeography. GSA, Memoir 163.
[90] Kumar, N., and Sanders, J. E., 1974, Inlet sequence: A vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, 21: 491—532.
[91] Land, L. S. et al., 1979, The ooids of Baffin Bay, Texas. *J. Sed. Petrol.*, 49: 1269—1278.
[92] Land, L. S., 1982, Dolomitization. AAPG, Education Course, No. 24.
[93] Lees, A., 1975, Possible influence of salinity and temperature on modern shlef carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19: 622—628.
[94] Leggett, J. K., 1982, Trench-Forearc Geology. Geol. Soc. London Special Publication, No. 10.
[95] Nairn, A. E. M. (Ed.), 1983, The Ocean Basins and Margins, V. 6, The Indian Ocean. Prenum Press.
[96] Nairn, A. E. M. (Ed.), 1985, The Ocean Basins and Margins, V. 7A, The Pacific Ocean. Prenum Press.
[97] Nelsen, J. E. Jr. and Ginsburg, R. N., 1986, Calcium carbonate production by epibionts on *Thalassia* in Florida Bay. *J. Sed. Petrol.*, 56: 622—628.
[98] Neumann, C. A. and Land, L. S., 1975, Lime mud deposition and calcareous alge in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. Sed. Petrol.*, 45: 763—786.
[99] Nittrouer, C. A. (Ed.), 1981, Sedimentary Dynamics of Continental Shelves. Elsevier Scientific Publishing Company.
[100] Nowell, A. R. M. and Hollister, C. D., 1985, Deep Ocean Sediment Transport. Elsevier Scientific Publishing Company.
[101] Owens E. H. and Frobel, D. H., 1977, Ridge and Runnel systems in the Magdalen Island, Quebec. *J. Sed. Petrol.*, 47: 191—198.
[102] Parker, A. and Sellwood, B. W. (Eds.), 1983, Sediment Diagenesis. D. Reidel Publishing Co.
[103] Patterson, R. J. and Kinsman, D. J. J., 1982, Formation of diagenetic dolomite in coastal sabkha along Arabian (Persian) Gulf. *AAPG*, 66: 28—43.
[104] Phipps, C. V. G., 1987, Note to Accompany Lectures.
[105] Reading, H. G. (Ed.), 1986, Sedimentary Environments And Facies (2nd Ed.). Blackwell Scientific Publication.
[106] Reeder, R. J., 1981, Electron Optical Investigation of sedimentary dolomite. *Contr. Min. Petrol.*, 76: 148—157.
[107] Reeder, R. J. and Shepard, C. E., 1984, Variation of lattice parameters in some sedimentary dolomites. *Am. Min.*, 69: 520—527.
[108] Reineck, H. E. and Singn, I. B., 1980, Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag.
[109] Ren, Meie, 1985, Modern Sedimentation in Coastal and Nearshore Zone of China. China Ocean Press and Springer-Verlag.
[110] Riley, U. P., 1978, Chemical Oceanography, V. 7. Academic Press Inc. Ltd.
[111] Roberts, H. H., 1987, Modern carbonate-siliciclastic transitions: humid and arid tropical examples. *Sed. Geol.*, 50: 25—65.
[112] Ronov, A. B., Khain, V. E., Blaukhovsky, A. N. and Seslavinsky, K. B., 1980, Quantitive analysis of Phanerozoic sedimentation. *Sed. Geol.*, 25: 311—325.
[113] Rowe, G. T. (Ed.), 1983, Deep-sea Biology, The Sea, V. 8. A Wiley-Interscience Publication.
[114] Sandberg, P. A., 1983, An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305: 19—22.
[115] Schneidermann, N. and Harris, P. M., 1985, Carbonate Cements. AAPG, Special Publications No. 36. Gulf Oil Exploration and Production Co.
[116] Scholle, P. A. and Spearing, D., 1982, Sandstone Depositional Environments. AAPG.

[117] Scholle, P. A. and Spearing, D., 1983, Carbonate Depositional Environments. *AAPG.*
[118] Scoffin, T. P., 1987, An Introduction To Carbonate Sediments and Rocks. Chapman and Hall.
[119] Stanley, D. J. and Swift, D. J. P., 1976, Marine Sediment Transport and Environmental Management. Wiley (Interscience).
[120] Stanley, D. J. and Kelling, G., 1978, Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
[121] Stanley, D. J. and Moore, G. T. (Ed.), 1983, The Shelfbreak: Critical Interface On Continental Margin. SEPM Special Publication No. 33.
[122] Stow, D. A. V., 1984, Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes And Facies. Spec. Publs. Geol. Soc. Lond. Blackwell Scientific Publications.
[123] Stride, A. E. (Ed.), 1982, Offshore Tidal Sands. Chapman and Hall.
[124] Swift, D. J. P. et al., 1972, Shelf Sediment Transport Process and pattern. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
[125] Warwick, R. M. and Price, R. 1975, Macrofauna Production in an estuarine midflat. *J. Mar. Biol. Ass.* U. K. 55: 1—18.
[126] Wilkinson, B. H. et al., 1985, Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *J. Sed. Petrol.*, 55: 171—183.
[127] Weaver, P. P. E. and Thomson, J., 1987, Geology and Geochemistry of Abyssal Plains. Blackwell Scientific Publications. Geol. Soc. Special Publication No. 31.
[128] Wright, L. D. et al., 1979, Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems, Southeastern Australia. *Mar. Geol.*, 32: 105—140.
[129] Zenger, D. H. Dunham, J. D. and Ethington, R. L. (Eds.), 1980, Concepts and Modeles of Dolomitization. SEPM, Special Publication No. 28.
[130] Zhu Erqin, 1984, Mossbauer Spectroscopic Characteristics of ferric concretions in the East China Sea. *Coll. Oceanic Works*, 7(1): 116—124.
[131] Zhu Erqin and Wang Qi, 1988, Sedimentation on the North shelf of the East China Sea. *Mar. Geol.*, 81: 123—136.

MARINE SEDIMENTOLOGY

Qi Wang and Erqin Zhu
Professors of Marine Geology
(Ocean University of Qingdao, Qingdao, PRC)

ABSTRACT

Marine Sedimentology is an important branch of marine geology, and also a marginal science between oceanography and sedimentology. This book systematically introduces modern advances of marine sedimentology, and recommends the major research results of China on marine sedimentation. It includes six chapters as the follwing.

Chapter 1 is an introduction to the research history and recent advance of marine sedimentology.

Chapter 2 describes the siliclastic sedimentation of the littoral zone, which consists of estuary, tidal-flat, coastal lagoon and beach sedimentary system. In the section, hydrodynamics, transportation, deposition, sedimentary structues, facies sequences, and criteria for recognition of various environments are discussed. The last section of the chapter summarizes the evolution relationship of the systems, which will be favorible to the explanation of the horizontal and vertical variations of ancient littoral facies associations. And some typical examples of different systems in the coastal zone of China are recommended as well.

Siliclastic shelf system is concerned by Chapter 3. Based on the explanation of dynamic processes and transport mechanism, the influence of tide, storm, ocean current on the shelf sedimentation are also discussed. There is a special section which deals with the muddy sediments and dynamic sedimentation of the East China Sea Shelf.

Chapter 4 focuses on the continental slope and rise systems. The transportation and deposition of nephenoid layer, contour current and mass movement are concerned in the text. And the horizontal and vertical variation of the slope and deepsea fan facies are described as well. In a special section, the research results on the Okinawa Trough sediments are recommended in detail.

The continental margin carbonate sedimentation is discussed in Chapter 5. After introducing the composition, sedimentary process and diagenesis of carbonate deposits, the sedimentation and facies model of various environmets, such as the littoral zone, reef, shelf (platform) and slope, are also concerned. The characteristics of reef sediments and beach rock in the South China Sea are described in the text.

Chapter 6 provides the information about the ocean system. The geomorphological, geological and hydrodynamic conditions of oceans are organized in section I and II. The successive four sections are focused on the distribution, variation and

controlling factors of the major types of oceanic sediments. The transportation, deposition, sedimentary provinces, accumulation rate and sedimentary history of the Pacific Ocean sediments are recommended in section 7. Event sedimentation of new catastrophism and the volume and distribution of global sediments are included in the last part of the chapter.

Though the problems on sedimentology concerned in the book mainly relate to the modern marine environments and are very important in recognizing and understanding the analogeous conditions of ancient time. Undoubtedly, the discussion on various sedimentary systems will stimulate the interest of sedimentologist, petrologists and the scientists for ore deposit. It will be advantageous to the exploration of sedimentary mineral deposit such as oil and strata-bound deposit.